

**Evolution und Struktur des Oberrheingrabens –
quantitative Einblicke mit Hilfe dreidimensionaler
thermomechanischer Modellrechnungen**

Dissertation

zur

Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades

der

Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Breisgau

vorgelegt von

Michael Schwarz

aus

Bad Kissingen

Freiburg 2005

Vorsitzender des Promotionsausschusses: Prof. Dr. G. Schulz

Referent: Prof. Dr. A. Henk

Koreferent: Prof. Dr. J.H. Behrmann

Tag der Beschlußfassung des Promotionsausschusses: 16.02.2006

<p>SCHWARZ, M. (2005): Evolution und Struktur des Oberrheingrabens – quantitative Einblicke mit Hilfe dreidimensionaler thermomechanischer Modellrechnungen.- Dissertation Universität Freiburg, 337 S., 16 Tab., 5 Taf., 131 Abb.</p>
--

Danksagung

Ich danke vor allem Herrn Prof. Henk für die Vergabe und Betreuung des Promotionsprojektes, seine Geduld bei der Erstellung der Doktorarbeit und auch seine Nachsicht, nun einen bibeldicken geistigen Erguß auf den Tisch zu bekommen.

Herrn Prof. Behrmann danke ich für die Übernahme des Koreferats, die Fachdiskussionen um den 'ORG', die Erlaubnis, den Keller wohnlich gestalten zu dürfen und für die Frage an mich, ob ich eine Forschungsseereise in den chilenischen 'Hochsommer' unternehmen möchte. Die psychedelische Erfahrung bleibt mir unvergessen.

Katharina Link, Horst Dresmann und Zoltan Timar-Geng danke ich für die Erkenntnis, daß der 'ORG' eine ziemlich abgekühlte Angelegenheit ist und für das offene Ohr bei Darlegung meiner geistigen Durchfälle.

Allen Angehörigen des Geologischen Instituts danke ich für die gute Arbeitsatmosphäre und gute Laune in den zurückliegenden Jahren. Georg hat als Lehrbeauftragter den Kartenkurs übernommen. Ein dickes Danke hierfür!

Zu Dank bin ich auch gegenüber meinen Kollegen an den Universitäten von Amsterdam, Bonn, Darmstadt, Karlsruhe, Nancy, Strasbourg und Basel verpflichtet, deren Namen hier aufzuzählen den Rahmen sprengen würde. Der Erfahrungsaustausch mit ihnen hat maßgeblich zum Gelingen der Arbeit beigetragen und mich vor einem Scheuklappenblick bewahrt.

Ein Dankeschön geht an die Kollegen des Geographischen Instituts, mit denen ich im Rahmen eines weiteren Projektes reibungslos und unter großer Fürsprache meiner Lehrvorschläge zusammenarbeiten konnte.

Und da sind noch die Studenten! Sie haben mir die Bude eingerannt und überrannt. Auch wenn es manchmal etwas zuviel war, hat es mir Freude bereitet, hier und dort helfen zu können. Häufig konnte ich aber nur ein „sapere aude“ mit auf den Weg geben. Es hat nie an gegenseitiger Wertschätzung gefehlt und ich bedanke mich auch für die vielen Einladungen zu den Dankeschön-Kneipengängen. Den verheerenden Auswirkungen der in unmittelbarer Nachbarschaft stattfindenden Fachschaftsabende auf meine Arbeitsmoral mußte ich jedoch durch eine Verbarrikadierung meiner Bude entgehen.

Zu größtem Dank bin ich meinen Eltern, meinen Großeltern und meiner Tante verpflichtet, die neben der finanziellen Unterstützung im Studium und Beruf immer den notwendigen Rückhalt auf meinem langen Weg boten. Nach 15 Jahren ist der Entschluß, endlich das als Beruf wählen zu können, was mir Spaß macht, in die Tat umgesetzt. Den Rückhalt und die Unterstützung einmal zurückzuzahlen, war die Triebfeder meines Denkens und Handelns in diesem Zeitraum, ohne die ich es nicht geschafft hätte. Nun ist es soweit.

Inhaltsverzeichnis (Table of Contents)

Abbildungsverzeichnis	X
Tabellen- und Tafelverzeichnis	XIV
Liste der verwendeten Symbole	XV
Summary	XVIII
Zusammenfassung	XXI
1. Einführung	
1.1. Problemstellung und Zielsetzung	1
1.2. Geographischer und geologischer Rahmen	5
1.3. Abriß der oberrheinischen Riftentwicklung	7
2. Stand der Forschung	
2.1. Seismisches Strukturinventar und Verformungsregimes	8
2.1.1. Strukturen der Oberkruste	8
2.1.2. Verformungsregime in Unterkruste und lithosphärischer Mantel	9
2.1.3. Krustenmächtigkeit und Mohotopographie	12
2.2. Krustenaufbau und Krustenzusammensetzung	
2.2.1. Geophysikalischer Aufbau der Kruste	13
2.2.2. Lithologischer Aufbau der Kruste	13
2.3. Riftsenkrechte Extension und riftparalleler Horizontalversatz	
2.3.1. Riftsenkrechte Extension	15
2.3.2. Riftparalleler Lateralversatz	15
2.4. Thermische Struktur	
2.4.1. Wärmefluß an der Erdoberfläche	17
2.4.2. Temperaturgradient und Mohotemperaturen	18
2.4.3. Mächtigkeit der thermischen Lithosphäre	19
2.5. Tektonisches Inventar im ORG-Gebiet	
2.5.1. Strukturelle Vorzugsrichtungen	20
2.5.2. Tektonischer Rahmen am Nord- und Süden des ORG	22
2.6. Geodynamische Entwicklung	
2.6.1. Kinematik und Spannungsfelder	
2.6.1.1. Arbeitshypothesen zur geodynamischen Entwicklung	25
2.6.1.2. Rezente Kinematik und Spannungsfeld	26
2.6.1.3. Kritische Vorbetrachtung der Arbeitshypothesen	28
2.6.2. Aktives Rifting kontra Passives Rifting	

2.6.2.1. Zeitliche Beziehungen zwischen Vulkanismus und Extension	30
2.6.2.2. Thermische Entwicklung im Känozoikum	31
2.6.3. Schichtfolge und Paläogeographie	32
2.7. Kontrollfaktoren für die geodynamische Entwicklung des ORG	35
 3. Grundkonzepte der Finite-Elemente-Methode	
3.1. Wahl des numerischen Simulationsverfahrens	37
3.2. Grundkonzepte der FEM	
3.2.1. Kontinuumsbegriff	38
3.2.2. Numerische Lösungsverfahren für Differentialgleichungen	38
3.2.3. Lösung von Differentialgleichungen mit der FEM	41
3.3. Beschreibung von Bewegungen	43
3.4. Spezielle Modellierungstechniken	
3.4.1. Thermomechanische Kopplung	45
3.4.2. Kontaktelemente	45
 4. Mathematische Beschreibung geodynamischer Prozesse und ihre Umsetzung in das numerische Modell	
4.1. Begriffsdefinitionen	48
4.2. Idealisierungen für das Strukturmodell	
4.2.1. Sprödregime in kontinentaler Kruste	49
4.2.1.1. Physikalische Grundlagen	49
4.2.1.2. Implementierung des Sprödverhaltens	53
4.2.2. Kriechregime in kontinentaler Kruste	
4.2.2.1. Physikalische Grundlagen	56
4.2.2.2. Implementierung des Kriechverhaltens	59
4.2.3. Übergang zwischen Spröd- und Kriechregime	
4.2.3.1. Physikalische Grundlagen	62
4.2.3.2. Implementierung des Übergangs Sprödregime-Kriechregime	64
4.2.4. Thermoelastische Spannungen	66
4.2.5. Isostasie und potentielle Energie	68
4.3. Idealisierungen für das Temperaturmodell	
4.3.1. Physikalische Grundlagen	71
4.3.2. Thermische Randbedingungen	72
4.3.3. Implementierungen für das Temperaturmodell	72
4.4. Erosion und Sedimentation	
4.4.1. Thermomechanische Auswirkungen exogener Prozesse	75
4.4.2. Reliefentwicklung durch Erosion	75

4.4.3. Implementierung der Erosion	
4.4.3.1. Mechanische Effekte im Strukturmodell	77
4.4.3.2. Thermische Effekte im Temperaturmodell	79
4.4.4. Implementierung der Sedimentation	
4.4.4.1 Bestimmung des Sedimentationslevels	81
4.4.4.2 Mechanische Effekte im Strukturmodell	85
4.4.4.3 Thermische Effekte im Temperaturmodell	86
5. Aufbereitung der Kalibrierungsdaten	
5.1. Anhebung der Kruste-Mantelgrenze	90
5.2. Hebung der Grabenschultern	
5.2.1. Vorgehensweise und Grenzen der Methode	91
5.2.2. Profilkonstruktion für die östliche Grabenschulter	92
5.2.3. Diskussion der ermittelten Hebungsbeträge	96
5.3. Mächtigkeitsentwicklung der Grabensedimente	
5.3.1. Dekompaktionsanalyse	99
5.3.2. Grenzen der Methode	101
5.3.3. Folgerungen aus der Dekompaktionsanalyse	102
6. Parameterstudie	
6.1. Allgemeine Vorgaben für die Modellierungen	
6.1.1. Modellierungskonzept	105
6.1.2. Modellgeometrie	107
6.1.3. Materialparameter, Randbedingungen und Materialgesetze	108
6.1.4. Vergleichsmaßstäbe und Untersuchungsschwerpunkte	112
6.2. Geodynamisches Modell der Riftentwicklung	113
6.3. Geometrie der Randverwerfungen	
6.3.1. Modellierungsvorgaben	118
6.3.2. Für alle Modellierungen gültige Beobachtungen	119
6.3.3. Unterschiede zwischen planarem und listrischem Störungsverlauf	120
6.3.4. Modifikation der Modellierungsvorgaben	123
6.3.5. Fazit aus den Beobachtungen	
6.3.5.1. Progradation der Störungen zu größeren Tiefen	126
6.3.5.2. Vertikalbewegungen in einer Halbgrabenstruktur	126
6.3.5.3. Vertikalbewegungen in einer Grabenstruktur	127
6.4. Einfluß der Reibungskoeffizienten	
6.4.1. Modellierungsvorgaben	129

6.4.2.Szenario 1	
6.4.2.1. Beobachtungen am FE-Modell	130
6.4.2.2. Fazit aus den Beobachtungen	135
6.4.3.Szenario 2	
6.4.3.1. Definition zusätzlicher Vergleichskriterien	144
6.4.3.2. Modellierungsvorgaben	144
6.4.3.3. Beobachtungen am FE-Modell	145
6.4.3.4. Fixierung der Reibungskoeffizienten	147
6.4.3.5. Definition des Störungstiefenverlaufes	148
6.5. Kriechparameter und initiale Temperaturverteilung	
6.5.1. Modellierungsvorgaben	152
6.5.2. Beobachtungen am FE-Modell	154
6.5.3. Fazit aus den Beobachtungen	157
6.6. Lokalisierte Deformation im Kriechregime	
6.6.1. Tiefenerstreckung der Randverwerfungen	
6.6.1.1. Modellierungsvorgaben	160
6.6.1.2. Beobachtungen am FE-Modell	161
6.6.1.3. Fazit aus den Beobachtungen	163
6.6.2. Mantellithosphärische Scherzonen	
6.6.2.1. Modellierungsvorgaben	164
6.6.2.2. Beobachtungen am FE-Modell	165
6.6.2.3. Fazit aus den Beobachtungen	168
6.7. Diskussion und Synthese der Modellierungsergebnisse	
6.7.1.Diskussion der Arbeitshypothese	
6.7.1.1. Regionalität der Flußmuster und des Potentialdefizits	169
6.7.1.2. Strukturentwicklung während der Extension	173
6.7.1.3. Thermomechanische Einflüsse der tiefen Lithosphäre und Asthenosphäre	175
6.7.1.4. Kinematik und Verformungsschwächung	176
6.7.1.5. Gültigkeitsgrenzen der Arbeitshypothese	181
6.7.1.6. Zusammenfassung der grundlegenden Aussagen	184
6.7.2.Krustale Rheologie im ORG-Gebiet	186
6.7.3.Diskussion und Zusammenstellung der best fit-Werte	189
6.7.4.Folgerungen für den Deformationsstil und das Strukturbild im ORG-Gebiet	194
7. Thermomechanische Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung	
7.1. Allgemeine Vorgaben für die Simulation	
7.1.1.Modellierungskonzept	197

7.1.2. Modellgeometrie	199
7.1.3. Materialgesetze, Randbedingungen und Oberflächenprozesse	202
7.1.4. Auflösungsvermögen der numerischen Berechnungen	207
7.2. Beobachtungen am FE-Modell	
7.2.1. Mechanisches Verhalten der Kontaktelemente	208
7.2.2. Subsidenzentwicklung des Grabenblocks	208
7.2.3. Horizontalverschiebungen	218
7.2.4. Hebung von Moho und Schultern	
7.2.4.1. Anhebung der Moho	221
7.2.4.2. Hebung der Grabenschultern	222
7.2.5. Thermische Entwicklung	223
7.2.6. Spannungsverformungsverteilung	
7.2.6.1. Perturbationen des regionalen Spannungsfeldes	225
7.2.6.2. Quantitative Entwicklung der Spannungen und Verformungen	226
7.3. Abgleich der Modellierungsergebnisse	
7.3.1. Subsidenzentwicklung des Grabenblocks	229
7.3.2. Anhebung der Moho	236
7.3.3. Hebung der Grabenschultern	236
7.4. Diskussion der Modellierungsergebnisse	
7.4.1. Abstimmung der Festigkeitsgradienten	238
7.4.2. Ursachen für Fehlkalkulationen	
7.4.2.1. Fehlkalkulationen im nördlichen ORG	243
7.4.2.2. Fehlkalkulationen im zentralen ORG	246
7.4.2.3. Fehlkalkulationen im südlichen ORG	246
7.4.3. Rezente Kinematik und Spannungsfeld	247
7.4.4. Kinematik und Spannungsfeld im Tertiär	249
7.4.5. Horizontale Streckung und vertikale Ausdünnung	253
7.4.6. Subsidenzgeschichte	256
7.5. Folgerungen für die Kinematik im Tertiär	
7.5.1. Streckungsrichtung im Oligozän	261
7.5.2. Entstehung der Grabenrandschollen	264
7.6. Ausblick und offene Fragestellungen	
7.6.1. Hiatus im Jungtertiär	267
7.6.2. Wiederaufnahme der Subsidenz im Quartär	268
7.6.3. Extension in den Grabenschultern	269

8. Synthese der Modellierungsergebnisse	
8.1. Grundlegende Aussagen zu kontinentalem rifting	272
8.2. Wesentliche Aussagen zur oberrheinischen Riftentwicklung	275
 Schriftenverzeichnis	 282
Anhang 1: Schichtenverzeichnis von Bohrungen.	302
Anhang 2: Isopachendarstellungen der Schichtgruppen 1 bis 5.	310

Abbildungsverzeichnis

Kapitel 1:

Abb. 1.1:	Die Segmente des Europäischen Känozoischen Riftsystems.	5
Abb. 1.2:	Geologische Übersichtskarte des ORG-Gebietes.	5
Abb. 1.3:	Topographische Übersichtskarte des ORG-Gebietes.	6
Abb. 1.4:	Abriß der oberrheinischen Riftentwicklung.	7

Kapitel 2:

Abb. 2.1:	Isopachen der Grabensedimente und Lage seismischer Profillinien.	8
Abb. 2.2:	Geologische Interpretation des reflexionsseismischen Profils DEKORP9S.	11
Abb. 2.3:	Geologische Interpretation des reflexionsseismischen Profils DEKORP9N.	11
Abb. 2.4:	Geologische Interpretation des seismischen Datensatzes in DURST et al. (1991).	11
Abb. 2.5:	Xenolith-basierte Tiefenprofile.	14
Abb. 2.6:	Mächtigkeitsverteilung der ältesten Synriftsedimente aus dem späten Eozän.	16
Abb. 2.7:	Wärme fluß an der Erdoberfläche im ORG-Gebiet.	17
Abb. 2.8:	Mächtigkeit der thermischen Lithosphäre in Mittel- und Westeuropa.	19
Abb. 2.9:	Hinweise auf eine Präexistenz der ORG-Randverwerfungen.	22
Abb. 2.10:	Tektonischer Rahmen des nördlichen ORG-Gebietes.	23
Abb. 2.11:	Lithostratigraphie der Riftsedimente und Ablagerungsmilieu im ORG-Gebiet.	33

Kapitel 3:

Abb. 3.1:	Vorgehensweise bei der näherungsweisen Lösung von Differentialgleichungen.	40
Abb. 3.2:	Unterschiede in der Beschreibung von Bewegungen nach Lagrange und Euler.	44
Abb. 3.3:	Funktionsweise von Kontaktelementen.	47

Kapitel 4:

Abb. 4.1:	Spannungsverformungsdiagramm bei axialer Kompression ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$).	49
Abb. 4.2:	Tiefenverlauf der Differentialspannung im Kontinuum.	55
Abb. 4.3:	Spannungstiefenprofil in der Oberkruste.	63
Abb. 4.4:	Wirkungsweise der Federn in einem dreidimensionalen FE-Modell.	69
Abb. 4.5:	Erosionsmodelle im Vergleich am Beispiel einer Grabenschulter.	77
Abb. 4.6:	Einbindung der thermischen Effekte von Erosion.	80
Abb. 4.7:	Gegenüberstellung von eustatischen Meeresspiegeländerungen und Ablagerungsbedingungen.	81
Abb. 4.8:	Ablauf der Kompaktion im Strukturmodell.	85
Abb. 4.9:	Ausschnitt aus dem FE-Netz des Temperaturmodells vor Modellierungsbeginn.	86
Abb. 4.10:	Einbindung thermischer Effekte durch Sedimentation.	87

Kapitel 5:

Abb. 5.1: Topographie der refraktionsseismischen Moho.	91
Abb. 5.2: Verlauf des Längsschnitts an der östlichen Grabenschulter.	93
Abb. 5.3: Längsschnitt der östlichen Grabenschulter mit Gesamthebungsbetrag und oligozänem Hebungsanteil.	97
Abb. 5.4: Arbeitsschritte bei der 3D-Dekompaktionsanalyse.	101
Abb. 5.5: Isopachen der Grabensedimente mit Lage der Depozentrenachsen.	103
Abb. 5.6: Vergleich der Mächtigkeitsverteilung eozäner und oligozäner Sedimente südlich von Karlsruhe.	104

Kapitel 6:

Abb. 6.1: Überblick über die Parametervariationen.	105
Abb. 6.2: Lage und Geometrie des Vertikalschnitts.	108
Abb. 6.3: Bandbreite der radiogenen Wärmeproduktion.	109
Abb. 6.4: Wärmeleitfähigkeit als Funktion der Lithologie und der Temperatur.	109
Abb. 6.5: Setup für das strukturelle mechanische Modell.	111
Abb. 6.6: Prinzip des regionalisostatischen Ausgleichs.	114
Abb. 6.7: Regionalisostatischer Ausgleich für Randverwerfungen mit unterschiedlich hohen Friktionskräften und unterschiedlichem Tiefgang.	115
Abb. 6.8: Auswirkungen des Wirkungskomplexes 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' auf die Struktur eines kontinentalen Rifts.	116
Abb. 6.9: Strukturbild des Rifts bei Änderungen im Wirkungskomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang'.	117
Abb. 6.10: Tiefenverlauf der listrischen und planaren Randverwerfungen vor Modellierungsbeginn.	118
Abb. 6.11: Ausschnitt aus dem Strukturmodell mit planaren Randstörungen: Plot der Vertikalverschiebungen.	119
Abb. 6.12: Ausschnitt aus dem Temperaturmodell mit planaren Randstörungen: Plot des Temperaturfeldes.	120
Abb. 6.13: Äquivalente Gesamtverformung im Grabenmodell.	121
Abb. 6.14: Vertikalverschiebungen im Grabenmodell.	122
Abb. 6.15: Vergleich der äquivalenten Gesamtverformung für Halbgraben- und Grabenmodelle.	124
Abb. 6.16: Vertikalverschiebungen im Halbgrabenmodell.	124
Abb. 6.17: Äquivalente Gesamtverformung für verschiedene Reibungskoeffizienten.	130
Abb. 6.18: Änderung des Tiefgangs der Randstörungen mit dem Reibungskoeffizienten.	131
Abb. 6.19: Maximaler Mohouplift und Breite der Mohoaufwölbung als Funktion des Reibungskoeffizienten.	132
Abb. 6.20: Akkommodationsraum als Funktion des Reibungskoeffizienten.	133
Abb. 6.21: Maximale Subsidenzen als Funktion des Reibungskoeffizienten.	133
Abb. 6.22: Hebungsbetrag beider Grabenschultern in Abhängigkeit von der Größe des Reibungskoeffizienten.	134
Abb. 6.23: Tiefenverlauf der Differentialspannung bei Zeitschritt 200 Ta.	135
Abb. 6.24: Subsidenzverlauf an der Haupttrandverwerfung.	136
Abb. 6.25: Translationsfelder für unterschiedliche Reibungskoeffizienten.	137
Abb. 6.26: Horizontalverschiebungen entlang der Strecke A-B-C im Kriechregime der Oberkruste.	138
Abb. 6.27: Translationsfelder für unterschiedliche Störungsgeometrien.	141
Abb. 6.28: Vertikalverschiebungen von Moho, Schultern und Präifiterdoberfläche im Grabenblock.	143
Abb. 6.29: Abnahme der Reibungskoeffizienten im Kontinuum mit steigender Gesamtverformung.	145

Abb. 6.30: Modell-Setup und numerische Resultate unter Verwendung der best fit-Werte.	150
Abb. 6.31: Tiefenverlauf der effektiven Viskosität.	152
Abb. 6.32: Subsidenzverlauf an der westlichen Randstörung für Szenario 0 und 1.	154
Abb. 6.33: Maximale Hebung von Moho und östlicher Riftflanke für Szenario 0 und 1.	154
Abb. 6.34: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen für Szenario 0 und Szenario 2.	155
Abb. 6.35: Spannungstiefenprofil A-B für Szenario 3 nach 150 Ta.	156
Abb. 6.36: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen für Szenario 0 und Szenario 3.	156
Abb. 6.37: Gegenüberstellung der Horizontalverschiebungen und Spannungstiefenprofile für die Szenarien 0 und 3.	158
Abb. 6.38: Ausschnitt aus der initialen Modellgeometrie mit Tiefenverlauf der Randverwerfungen.	160
Abb. 6.39: Äquivalente Gesamtverformung im Modell mit Störungen bis in 18 km Tiefe.	162
Abb. 6.40: Vertikalverschiebungen im Modell mit Störungen bis in 18 km Tiefe.	162
Abb. 6.41: Ausschnitt aus der initialen Modellgeometrie mit mantellithosphärischer Scherzone.	165
Abb. 6.42: Äquivalente Gesamtverformung im Modell mit mantellithosphärischer Scherzone.	166
Abb. 6.43: Vertikalverschiebungen im Modell mit mantellithosphärischer Scherzone.	167
Abb. 6.44: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen für Modell mit mantellithosphärischer Scherzone.	167
Abb. 6.45: Subsidenzverlauf an der westlichen Randstörung für Szenario 1.	170
Abb. 6.46: Maximale Hebung von Moho und östlicher Riftflanke für Szenario 1.	170
Abb. 6.47: Grundsätzliches Flußmuster in einem Rift mit zwei fließfähigen Horizonten und asymmetrischer Extension im oberkrustalen Spröddregime sowie symmetrischer Extension in Kriechregime.	172
Abb. 6.48: Spannungstiefenprofil für best fit-Modell ohne Verformungsschwächung.	174
Abb. 6.49: Kinematik und Reorientierung der Hauptnormalspannungen während der Extension.	176
Abb. 6.50: Spannungsfelder und Verformungsverteilung für listrische und planare Haupttrandverwerfungen.	178
Abb. 6.51: Flexuren und Deformationsmuster in der elastoplastischen Domäne eines Halbgrabens.	178
Abb. 6.52: Spannungszustand an einer listrischen Verwerfung mit $\mu_a = 0.45$.	180
Abb. 6.53: Konzept des crustal necking.	182
Abb. 6.54: Änderung der effektiven Viskosität mit der Tiefe für verschiedene Lithologien.	186
Abb. 6.55: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen für Modellierung mit Quarzit-Kriechparameter.	187
Abb. 6.56: Vertikalverschiebungen für planare und listrische Verwerfungen.	190
Abb. 6.57: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen für Modell mit Verformungsschwächung im Kriechregime und 9 km horizontaler Extension.	193

Kapitel 7:

Abb. 7.1: Phaseneinteilung für die Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung.	198
Abb. 7.2: Setup des FE-Modells.	201
Abb. 7.3: Definition der initialen Temperaturverteilung.	203
Abb. 7.4: Draufsicht auf FE-Modell mit den mechanischen Randbedingungen.	204
Abb. 7.5: Zuordnung der Reibungskoeffizienten auf die Kontaktelemente und das Kontinuum der Transferzonen.	206
Abb. 7.6: Abnahme der Reibungskoeffizienten bzw. der Festigkeitsgradienten im Kontinuum.	206
Abb. 7.7: Gleitverhalten an den Störungen zum Ende der Phasen I und II.	208
Abb. 7.8: Beträge der lateralen Geschwindigkeitsrandbedingungen während der Simulation.	208
Abb. 7.9: Projektion der Isopachen auf den Sedimentationslevel.	209

Abb. 7.10: Modellierte Isopachen der Schichtgruppe 1.	213
Abb. 7.11: Modellierte Isopachen der Schichtgruppen 1 und 2.	214
Abb. 7.12: Modellierte Isopachen der Schichtgruppe 1 bis 3.	215
Abb. 7.13: Modellierte Isopachen der Schichtgruppe 1 bis 4.	216
Abb. 7.14: Modellierte Isopachen der Schichtgruppe 1 bis 5.	217
Abb. 7.15: Riftsenkrechte und riftparallele Horizontalverschiebungen zum Ende der Phasen I und II.	219
Abb. 7.16: Linien gleicher Mohoanhebung zum Ende der Phasen I und II.	221
Abb. 7.17: Linien gleicher Schulteranhebung zum Ende der Phasen I und II.	222
Abb. 7.18: Temperaturverteilung und Temperaturverlauf während der oberrheinischen Riftentwicklung.	223
Abb. 7.19: Quantitative Entwicklung der Spannungen und Verformungen.	228
Abb. 7.20: Abweichungen zwischen modellierter und realer Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppe 1.	231
Abb. 7.21: Abweichungen zwischen modellierter und realer Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppe 2.	232
Abb. 7.22: Abweichungen zwischen modellierter und realer Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppe 3.	233
Abb. 7.23: Abweichungen zwischen modellierter und realer Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppe 4.	234
Abb. 7.24: Abweichungen zwischen modellierter und realer Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppe 5.	235
Abb. 7.25: Gegenüberstellung kalkulierter und tatsächlicher Hebungsbeträge der östlichen Grabenschulter.	237
Abb. 7.26: Kontaktverhalten in Phase II bei höheren Reibungskoeffizienten auf den Randstörungen.	238
Abb. 7.27: Spannungszustand an einer Grabenrandstörung im Kompressionsregime des zentralen ORG.	240
Abb. 7.28: Mächtigkeitsverteilung der Grabensedimente in Abhängigkeit der Festigkeitsgradienten.	242
Abb. 7.29: Prinzipskizze zur Kinematik an der westlichen Randverwerfung in der Umgebung von Nierstein.	244
Abb. 7.30: Horizontalverschiebungen durch unterschiedliche Verflachung einer Störung in ihrem Streichen.	250
Abb. 7.31: Horizontalverschiebungen durch Ausbildung riftparalleler Flexuren im Grabenblock.	251
Abb. 7.32: Lokale Reorientierung der Hauptnormalspannung σ_2 an einer sich ausbreitenden Abschiebung.	253
Abb. 7.33: Streckungsfaktoren in Grabenquerprofilen über dem ORG.	254
Abb. 7.34: Subsidenzentwicklung an drei Lokalitäten im zentralen und nördlichen ORG.	257
Abb. 7.35: Mächtigkeitsverteilung der spättriabonen Grabensedimente mit kinematischem Modell.	266

Anhang:

Abb. I: Lage der verwendeten Bohrprofile.	308
Abb. II: Isopachenkarte der Schichtgruppen 1 bis 5.	310
Abb. III: Isopachenkarte der Schichtgruppen 1 bis 4.	311
Abb. IV: Isopachenkarte der Schichtgruppen 1 bis 3.	312
Abb. V: Isopachenkarte der Schichtgruppen 1 und 2.	313
Abb. VI: Isopachenkarte der Schichtgruppe 1.	314

Tabellen- und Tafelverzeichnis

<u>Tabellen:</u>	Seite
Tab. V.1: Orts- und Höhenangaben reliktscher Fastebenen auf dem Schulterlängsprofil.	95
Tab. V.2: Kompaktionsparameter und initiale Porositäten der Schichtgruppen 1 bis 5.	99
Tab. VI.1: Mechanische Materialeigenschaften der Moldanubischen Internzone (Tafel 2).	nach Seite 108
Tab. VI.2: Thermische Materialeigenschaften der Moldanubischen Internzone (Tafel 2).	nach Seite 108
Tab. VI.3: Veränderung von Dichte und Wärmeleitfähigkeit der Grabenfüllung mit der Tiefe	110
Tab. VI.4: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn (Störungsgeometrie).	118
Tab. VI.5: Unterschiede in den Untersuchungsschwerpunkten zwischen Graben und Halbgraben.	125
Tab. VI.6: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn (Reibungskoeffizient).	129
Tab. VI.7: Kriechparameter unterkrustaler Lithologien.	152
Tab. VI.8: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn (Kriechparameter).	153
Tab. VI.9: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn (Störungstiefgang 18 km).	161
Tab. VI.10: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn (Mantelscherzone).	165
Tab. VII.1: Mechanische Materialeigenschaften von Moldanubikum und Saxothuringikum (Tafel 4).	nach Seite 202
Tab. VII.2: Thermische Materialeigenschaften von Moldanubikum und Saxothuringikum (Tafel 4).	nach Seite 202
Tab. VII.3: Materialparameter für die Sedimentkompaktion.	202
Tab. A1: Schichtenverzeichnis von Bohrungen.	302
<u>Tafeln:</u>	nach Seite
Tafel 1: Zusammenfassung der geodynamischen Modellvorstellungen.	26
Tafel 2: Mechanische und thermische Eigenschaften für die Parameterstudie.	108
Tafel 3: Äquivalente Gesamtverformung und Strukturinterpretation für Modelle mit Verformungsschwächung.	146
Tafel 4: Mechanische und thermische Eigenschaften für die Simulation der ORG-Entwicklung.	202
Tafel 5: Trajektorien der Hauptnormalspannungen zum Ende der Phasen I und II.	226

Liste der verwendeten Symbole

A	Wärmeproduktionsrate pro Einheitsvolumen
A_1, A_2, A_3	Vorfaktor in Kriechgesetzen
α	Bruchwinkel
α_L, α_V	linearer, volumetrischer Ausdehnungskoeffizient
[C]	Dämpfungsmatrix
c	Kompaktionsparameter
c_p	spezifische Wärmekapazität
D	Federkonstante
δ_{ij}	Kronecker-Symbol: $\delta_{ij} = 1$ für $i = j$ und $\delta_{ij} = 0$ für $i \neq j$
E	Elastizitätsmodul
$\varepsilon = \begin{pmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{pmatrix}$	Verformungstensor
$\varepsilon_1 \geq \varepsilon_2 \geq \varepsilon_3$	größte, mittlere und kleinste, natürliche Hauptverformung
$\varepsilon_e = \frac{1}{1+ \nu } \cdot \sqrt{\left(\frac{1}{2} \cdot (\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_1 - \varepsilon_3)^2\right)}$	äquivalente Verformung
$\dot{\varepsilon}_2' = \sqrt{\frac{1}{2} \cdot \dot{\varepsilon}_{ij} \cdot \dot{\varepsilon}_{ij}}$	2. Invariante des Verformungsratentensors
$\dot{\varepsilon}_E = \sqrt{\frac{1}{3} \cdot \dot{\varepsilon}_2'}$	äquivalente Verformungsrate
ζ_A, ζ_E	Spannungsmultiplikator
$\vec{f}, \vec{f}_e, \vec{f}_g$	Lastvektor, Elementlastvektor, globaler Lastvektor
η, η_{eff}	dynamische Viskosität, effektive dynamische Viskosität
\vec{g}	Erdbeschleunigung
$J_2' = \sqrt{\frac{1}{2} \cdot \sigma_{ij} \cdot \sigma_{ij}}$	2. Invariante des deviatorischen Spannungstensors
[K], $[K_e]$, $[K_g]$	Koeffizientenmatrix, Elementkoeffizientenmatrix, Systemmatrix
k	Wärmeleitfähigkeit
κ	Temperaturleitwert
λ	Porenfluidfaktor
[M]	Massenmatrix
μ_a	scheinbarer Reibungskoeffizient

μ_i	interner Reibungskoeffizient
$\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$	Nabla-Operator
n	Exponent in den Kriechgesetzen
ν	Poissonzahl
p_A	Porendruck in intaktem Gestein
p_S	Porendruck in Störungszone
Q_1, Q_2, Q_3	Kriechaktivierungsenergie
q	Erosionsfaktor
R	universelle Gaskonstante
\vec{r}	Ortsvektor
ρ	Dichte
S	Deformationswiderstand
$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix}$	Spannungstensor
$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$	größte, mittlere und kleinste Hauptnormalspannung
$\sigma_m = \frac{(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)}{3} = \frac{(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz})}{3}$	1. Invariante des deviatorischen Spannungstensors
$\sigma_e = \sqrt{3 \cdot J_2}$	äquivalente Spannung
σ_C	Kohäsion in intaktem Gestein
σ_{CS}	Kohäsion auf präexistenter Störungszone
σ_N	Normalspannung
σ_S	Scherspannung
σ_{th}	thermisch induzierte Spannung
$\sigma_D = \sigma_1 - \sigma_3$	Differentialspannung
$\sigma_V, \sigma_H, \sigma_h$	vertikale, größte horizontale, kleinste horizontale Hauptnormalspannung
\vec{r}	Ortsvektor
$\vec{u}, \vec{u}_e, \vec{u}_g$	Verschiebungsvektor, Elementverschiebungsvektor, globaler Verschiebungsvektor
$\vec{\dot{u}}$	Geschwindigkeitsvektor
$\vec{\ddot{u}}$	Beschleunigungsvektor
T	Temperatur
τ	Abklingkonstante
τ_M	Maxwell-Relaxationszeit

Liste der verwendeten Symbole

Φ	Porosität
v	Materialtransportgeschwindigkeit

Summary

The Upper Rhine Graben forms the major segment of the Cenozoic Rift system of Western Europe. Although the rift was the target of many seismic and geological investigations, the style of lithospheric extension below the inferred faults, the depth to detachment, and the amounts of horizontal extension and lateral translation are still being debated. In this study, the data base to the Upper Rhine Graben is subjected to a finite element approach in order to include thermomechanical processes of the lithosphere as well as erosion and sedimentation. The study concentrates on the consequences of extension and lateral translational events on the structure and evolution in terms of basin geometry, sediment layer thicknesses, Moho elevation, and shoulder uplift on a lithospheric scale. The numerical approach is three dimensional in order to incorporate the lateral crustal heterogeneities in the Upper Rhine area and the varying ambient stress field. The small width of the graben calls for a meticulous implementation of the processes which are involved during continental rifting.

The thermomechanical simulation of a real rift requires the knowledge of the parameters controlling its structure and evolution. Furthermore, field data are needed for assessing the modelling results. Both preconditions can be met by the production of comparative data sets as well as by a parameter study before the modelling of the rift evolution. The critical validation of the research level allows the extraction of the parameters to be determined. The results of the thesis lead to a better understanding of the continental rifting process in general and broaden the knowledge of the Upper Rhine graben evolution. The production of the comparative data, the results of the parameter study, and the criticism of the available data already give some cues on the points of controversy mentioned above.

Geological interpretations to seismic reflection lines across the Upper Rhine graben postulate the existence of shear zones in the deeper lower crust and in the mantle. However, the comparison to other seismic data sets shows their artificial character due to a velocity pull down effect in the depth conversion of the seismic signals. Upper crustal reflectors only reach a depth to some 18 km instead of 22 km if the pull down effect is neglected.

Some geodynamical hypotheses on the rift evolution contain a reactivation of the graben as a dextral wrench fault system. This implication is based on the assumption that variations in the regional stress field and kinematics, respectively, can be inferred from the spatial sediment distribution over time. The comprehensive reinterpretation of all structural data allows rejecting this view. There are no kinematic indications for the Upper Rhine graben being active in that way. Moreover, erosion of the graben fill and a lateral migration of the extension into the rift shoulders took place at some areas. Either process can mimic any fault-controlled subsidence pattern.

The subsidence history of the graben sediments and the shoulder uplift has to be restored to act as a comparative data set. The backstacking of the inferred amount of eroded material onto the present topography is possible only for the eastern rift flank with a sufficient accuracy. There, the approach reveals a shoulder uplift of 2200 m at most. Even some shoulder segments being in a low morphological position at present were considerably uplifted to the tune of 1000 m.

The decompaction of the graben fill confirms the assumption of a fault-controlled switch of the rift polarity in the southern graben segment. However, in contrast to former considerations, the

transfer fault is not identical to the Lalaye-Lubine-Baden-Baden shear zone. It shows a dip direction to NW and thus opposite to this shear zone.

In anticipation of the parameter study, a hypothesis on continental rifting processes is formulated. It describes the consequences of the potential factors controlling the vertical displacements of the graben, shoulder, and Moho under simplified conditions. Opposite to other concepts, the hypothesis also takes into account the mechanical behaviour of faults as a primary factor. The numerical results of the parameter study are compared with the forecasts of the hypothesis in order to identify additional processes acting in the more complex setting of the Upper Rhine graben area. Furthermore, the comparison allows disclosing functional relationships between the vertical displacements and the controlling parameters. Apart from these insights in the continental rifting process the parameter variations render some important results specific to the Upper Rhine rift system. They are in detail:

1. The vertical displacements in the rift system are controlled primarily by the friction, depth, and geometry of the border faults in the brittle domain. The consequences of the temperature and rheology in the creep regime are of minor importance. The same holds for the effects of the erosion and sedimentation.
2. The boundary faults are sublistric down to maximum depth of 15 to 16 km. The geometry of the faults remains the same during the rifting. In the prerift setting, they flatten from a dip angle of around 65° to some 40° at greater depth. Beneath, the deformation is accommodated by ductile creep without a need for discrete shear zones in the lower crust and upper mantle.
3. The apparent frictional coefficients mostly lie around 0.3 bis 0.4, but at every point on the fault surfaces lower than 0.5.
4. There are no crustal horizons where a considerable restoration of the isostatic equilibrium takes place.
5. High viscosities can be excluded at any depth in the lower crust. The variability of the lower crustal compositions is of no consequence for the rift evolution.
6. The upper crustal creep behaviour can be simulated only with much higher viscosities as it is predicted by the quartzite rheology. The requirement can be followed by using the creep parameters of a felsic granulite.

These results are put into the actual modelling of the Rhine graben evolution. Therein, the implementation of the thermomechanical processes and the balancing on a lithospheric scale allow reconstructing the vertical displacements of the graben, Moho, and shoulder over time. The comparative data sets are matched with a rift evolution in two phases. An extension being approximately orthogonal to the Rhine graben is replaced by lateral translation which leads to a reactivation of the rift in a sinistral sense. The horizontal extension of 7.5 to 8.5 km and a sinistral displacement across the entire graben of 4.5 km at most are necessary in order to accommodate the sedimentary thicknesses. Dextral and sinistral displacements along the border faults take place during the period of orthogonal extension as well. The displacements are located at the fault segments where the friction coefficients change laterally due to a switch of the rift polarity. There, the graben block is extended parallel to the graben accompanied by a reduction of the principal stress in the same direction which causes the lateral displacements.

The conduction keeps pace with the advection of heat at any time during the rift evolution. There is no need for a thermal input of subcrustal origin for initiation of the rift. No thermal anomaly is created by the rifting in the Upper Rhine graben area. The modelling results confirm the ideas of the graben as an example of a passive rift.

The modelling results serve as decision guidance for solving conflictive positions about the geodynamics of the graben system. The fit between model and reality gives preferences for an evolution of the graben in two periods with different kinematics. The lateral displacements calculated in the study lie at the upper end of values which are inferred from structural and geophysical observations in the Rhine graben region. Other stretching directions than orthogonal would result to additional strike slip displacements above this threshold and, therefore, have to be declined. In the period of lateral translation during the Neogene, the regional strike slip setting disintegrates into different tectonic regimes along its strike. The configuration resembles the recent kinematics in the Rhine graben region. Thus, the study approves the assumption of regional stress field being nearly constant since the beginning of the Miocene.

The study raises the some questions which might be the starting points for future solution approaches. There are significant differences between the numerical predictions and the comparative data sets concerning the northern graben segment during the extension period. For solving the miscalculation, the implementation of additional weak zones and a local identity between the horizontal principal stresses are proposed.

The modelling results refer only to periods of sedimentary record. They contain no information about the tectonosedimentary evolution in times with hiatuses. The hiatuses are located predominantly in the period of riftparallel translation. This is at conflict with the calculated displacements which are already at the top of the values inferred for the Upper Rhine graben from other observations. However, the results show that the graben subsidence, especially in a strike slip regime, is highly sensitive to the mechanical properties of the border faults and their orientation to the local stress field. Slight modifications of these factors can result in a sticking behaviour of these faults over large distances which may account for the hiatuses.

Apart from continental rifting, southwestern Germany was affected by the migration of the Alpine peripheral forebulge into the Rhine graben region. The modelling outcome permits separating the vertical displacements due to rifting from those related to the bulging processes. Future thermo-mechanical modelling studies require an implementation of these processes in order to achieve a holistic reconstruction of all geodynamic processes which were active in the Upper Rhine graben area during the Cenozoic. Likewise has to be done for the integration of additional weak zones. Therefore, this study is regarded only as a first step to understand the interaction between extension, and lateral translation in a spatially and temporally varying stress field with a pre-existing structural inventory.

Zusammenfassung

Der Oberrheingraben gilt als das klassische Beispiel eines großmaßstäblichen Grabenbruchsystems. An ihm wurden bereits frühzeitig Vorstellungen über die Bildung und Evolution kontinentaler Riftstrukturen entwickelt. In dieser Studie wird zum ersten Mal der Datenschatz zum Oberrheingraben durch den Einsatz der Finite-Elemente-Technik einer quantitativen Methode unterworfen, mit der physikalische Prozesse in der Lithosphäre während der Entwicklung einer geologischen Struktur simuliert werden. Zielaspekt der thermomechanischen Simulationen sind Aussagen zu Becken- und Krustenarchitektur sowie zur Entwicklungsgeschichte des Oberrheingrabens. Die Vorwärtsmodellierungen erfolgen über Kruste und Mantellithosphäre und teilweise in drei Raumdimensionen. Sie binden sowohl die endogenen als auch die exogenen Prozesse in ihren thermischen und mechanischen Auswirkungen ein. Die geringe laterale Ausdehnung der Grabenstruktur macht dabei eine äußerst exakte Umsetzung der mathematisch-physikalischen Beziehungen in die Modellierungen notwendig.

Die Anwendung einer thermomechanischen Simulation auf eine reale Problemstellung setzt eine Kenntnis der Steuerungsparameter für die Struktur- und Beckenevolution sowie die Existenz von Geländedaten zur Überprüfung der Modellierungsprognosen voraus. Beiden Bedingungen wird durch die Schaffung eines Vergleichsdatensatzes und numerische Parametervariationen vor der eigentlichen Simulation der Riftentwicklung Rechnung getragen. Zu diesem Zweck werden aus dem bisherigen Informationsstand zum Oberrheingraben die geeigneten Kalibrierungsdaten extrahiert und aufbereitet sowie die möglichen Steuerungsfaktoren für die Modellierungen in der Parameterstudie selektiert. Die kritische Betrachtung der bisherigen Kenntnisse, die Produktion des Vergleichsdatensatzes und die Parameterstudie ermöglichen bereits Aussagen über die Struktur- und Beckenentwicklung im Oberrheingrabengebiet sowie Implikationen zu grundsätzlichen Fragestellungen über kontinentale rifting-Prozesse.

In der Rekapitulation des Forschungsstandes offenbart der Vergleich seismischer Datensätze den artifiziellen Charakter mantellithosphärischer Scherzonen, die in geologischen Interpretationen zu reflexionsseismischen Untersuchungen im Oberrheingrabengebiet enthalten sind. Die Zusammenführung von strukturanalytischen Daten erlaubt, eine Reaktivierung des Grabenbruches als ein regionales Blattverschiebungssystem mit dextralem Bewegungssinn entgegen verschiedener kinematischer Modellvorstellungen auszuschließen. Ferner läßt sich anhand petrologisch-geochemischer Kriterien ein Einfluß einer subkrustalen Wärmequelle auf die Initiierung und weitere Evolution des Oberrheingrabens verneinen.

Als Kalibrierungsdaten werden vor allem die kompaktionsgeschichtliche Entwicklung der Grabensedimente und Hebungsgeschichte der Riftflanken verwendet. Die Addition der erodierten Gesteinsäulen auf die Grabenschultern ergibt Hebungsbeträge von mehr als 2000 m. Schulterregionen, die sich rezent in morphologischen Tiefpositionen nahe am Grabenrand befinden, erfuhren ebenfalls bedeutende Hebungen von ca. 1000 m. Anhand der Dekompaktionsanalyse der Grabensedimente wird ein störungskontrollierter Riftpolaritätswechsel im südlichen Bereich des Oberrheingrabens erkannt.

In den zwei- und dreidimensionalen Parametervariationen werden die Auswirkungen von möglichen Steuerungsfaktoren auf die Struktur und Entwicklungsgeschichte des Oberrheingrabens untersucht. Die numerischen Resultate werden den Vorhersagen einer Arbeitshypothese zur Geodynamik der Riftentwicklung gegenübergestellt, in der die tendenziellen Auswirkungen der Einflußfaktoren auf die Vertikalbewegungen in der Riftstruktur unter vereinfachten geodynamischen Rahmenbe-

dingungen beschrieben werden. Der Abgleich zwischen Vorhersagen und Modellierungsprognosen dient zur Überprüfung der Arbeitshypothese, der Festlegung von Funktionsverläufen zwischen Kontrollfaktoren und den beobachteten Vertikalbewegungen und der Erkennung weiterer relevanter, thermomechanischer Prozesse unter komplexeren Bedingungen als in der Arbeitshypothese. Aus der Parameterstudie ergeben sich neben Aussagen, die von grundlegender Bedeutung für das Verständnis kontinentaler rifting-Prozesse sind, folgende Resultate für das Oberrheingrabengebiet:

1. Primäre Einflußfaktoren auf die Vertikalbewegungen von Moho, Graben und Schaltern sind die Reibungskoeffizienten, Geometrie und der Tiefgang der Grabenrandstörungen. Dagegen sind die Auswirkungen der exogenen Prozesse und der thermisch-rheologischen Verhältnisse im Kriechregime nachrangig.
2. Die Deformation wird an sublistrischen Störungen bis in maximal 16 km Tiefe lokalisiert. Darunter erfolgt eine raumgreifend-viskose Materialreaktion. Potentielle mantellithosphärische Scherzonen haben keinen Einfluß auf die Riftarchitektur und -evolution in seichteren Krustentiefen.
3. Die scheinbaren Reibungskoeffizienten auf den Grabenrandstörungen liegen meist im Bereich von 0.3 bis 0.4.
4. Es findet in der Kruste keine bedeutende Kompensation von isostatischen Ungleichgewichten durch einen lateralen Massentransport viskosen Substrats statt.
5. In der Unterkruste liegen geringe bis mittlere Viskositäten vor. Eine laterale und vertikale Heterogenität in der unterkrustalen Zusammensetzung ist ohne Auswirkung auf die Riftevolution.
6. Für die Nachbildung viskosen Materialverhaltens in der Oberkruste muß ein höherviskoses Material als die allgemein verwendete 'Standardrheologie' Quarzit eingesetzt werden.

Diese gebietsspezifischen Kenntnisse gehen mit den best fit-Einstellungen für die primären Einflußfaktoren in die dreidimensionale Modellierung der Grabenevolution ein. Durch die Einbindung der physikalischen Prozesse und die Bilanzierung im lithosphärischen Maßstab gelingt es für weite Bereiche des Oberrheingrabens, die Vertikal- und Horizontalbewegungen im Rift nach Raum und Zeit aufzulösen. Eine hinreichend genaue Übereinstimmung mit dem Vergleichsdatensatz wird durch eine riftorthogonale Dehnung erzielt, welche von einer riftparallelen Translation abgelöst wird. In dieser zweiphasigen Abwicklung der Riftevolution sind eine horizontale Extension von 7.5 bis 8.5 km sowie ein sinistraler Versatz nicht mehr als 4.5 km über das gesamte Riftsystem notwendig, um die beobachteten Sedimentmächtigkeiten zu akkommodieren. Während der riftsenkrechten Streckung finden ebenfalls Horizontalverschiebungen an den Grabenrandstörungen statt. Sie sind an die Störungsabschnitte geknüpft, an denen es durch Riftpolaritätswechsel zu einer lateralen Änderung der Reibungsfestigkeiten kommt. Dort erfolgt eine riftparallele Dehnung des Grabenblocks mit einer lokalen Reorientierung des Spannungsfeldes, welche die Lateralverschiebungen induziert. In der Phase der riftparallelen Translation können die zeitlich-räumliche Verlagerung der Depozentrenachsen und die unterschiedlichen tektonischen Regime im Streichen des Grabens rekonstruiert werden. Im Gegensatz zu den bisherigen Auffassungen reicht bereits der variable Verlauf der Randstörungen und die querenden Schwächezonen aus, um die beobachtete Auflösung des regionalen Blattverschiebungsregimes in Domänen mit unterschiedlichen Störungstypen hervorzurufen.

Während der gesamten Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung hält der konduktive Wärmetransport mit der Advektion Schritt. Es ist weder ein thermischer Input aus einer subkrustalen Quelle für die Initiierung des Rifting notwendig, noch entsteht eine thermische Anomalie

unter dem Graben während der Riftevolution in Übereinstimmung mit geophysikalischen Datensätzen.

Die Modellergebnisse dienen als Entscheidungshilfe, um gegensätzliche Positionen in Bezug auf die Riftkinematik anzunähern oder aufzulösen. Die Übereinstimmung zwischen Modellierungsergebnissen und Vergleichsdaten gibt eine Präferenz für die geodynamischen Modellvorstellungen, die eine Entwicklung des Oberrheingrabens in zwei Phasen vermuten, wobei die regionale Streckungsachse in der ersten Phase eine ungefähr riftsenkrechte Ausrichtung aufwies. Darüber hinaus wirft die großmaßstäbliche Modellstudie einige Unklarheiten und offene Fragestellungen auf, die möglicherweise Ansatzpunkte für zukünftige Lösungsentwicklungen darstellen. So ergeben sich signifikante Differenzen zwischen den numerischen Prognosen und den Vergleichsdaten im nördlichen Oberrheingraben in der Phase mit grabensenkrechter Extension. Es wird neben der Einbindung zusätzlichen Strukturinventars in dieser Region auch eine lokale Ähnlichkeit in der Größe der horizontalen Hauptnormalspannungen als Lösungsansatz vorgeschlagen. Die numerischen Prognosen nehmen des weiteren nur Bezug auf die Zeiten mit sedimentärer Aufzeichnung. Sie beinhalten keinerlei Aussagen über die tektonosedimentären Verhältnisse in den Zeiträumen mit Hiatus'. In den Modellierungen wird allerdings eine sehr hohe Sensibilität der störungskontrollierten Subsidenz gegenüber Änderungen in den mechanischen Eigenschaften der Störungen und deren Orientierung gegenüber dem lokal herrschenden Spannungsfeld aufgezeigt. Änderungen beider Einflußgrößen können möglicherweise als Erklärung für die langzeitlichen Schichtausfälle im Oberrheingrabengebiet dienen.

Süddeutschland ist zeitgleich neben dem kontinentalen Rifting auch von flexurell-isostatischen Ausgleichsprozessen betroffen, die in Verbindung mit der Orogenbildung im alpidischen Raum stehen. Die Studie ermöglicht eine Separation der rifting-bezogenen Vertikalbewegungen im Oberrheingrabengebiet. Zukünftige Lösungsentwicklungen mit der Finite-Elemente-Methode bedürfen dennoch der Einbindung dieser Bucklungsprozesse für eine umfassende Abbildung der geodynamischen Abläufe im Oberrheingrabengebiet. Desgleichen müssen die Erklärungsansätze für das Auftreten regionaler Hiatus' und die Berücksichtigung zusätzlichen Strukturinventars einer Bewertung mit numerischen Simulationen unterzogen werden. Diese Modellstudie kann daher nur als ein erster Schritt dienen, um die komplexe Interaktion zwischen Extension und lateraler Translation in einem räumlich und zeitlich variierenden Spannungsfeld mit präexistentem Strukturinventar zu verstehen.

1. Einführung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Motivation der Arbeit

Der Oberrheingraben (ORG) ist die beherrschende tektonische Struktur in Kontinentaleuropa nördlich der Alpen. Die Entstehung des Grabensystems hat mit der Auffaltung der Alpen wie kein anderes geologisches Ereignis das Landschaftsbild in Mitteleuropa geprägt. Aufgrund der markanten morphologischen Erscheinungsformen im ORG-Gebiet und nicht zuletzt wegen seiner seismischen Aktivität ist der Grabenbruch frühzeitig in den Mittelpunkt geologischer Untersuchungen gerückt. Forschungsarbeiten haben in den letzten Jahrzehnten ein breiten geowissenschaftlichen Kenntnisstand über den ORG geschaffen (z. B. ILLIES & MÜLLER, 1970; ILLIES & FUCHS, 1974; WENZEL et al., 1991). Doch trotz des Informationsreichtums bestehen noch gegensätzliche Auffassungen in fundamentalen Fragestellungen wie Krusten- und Beckenarchitektur, Stil und Ausmaß der lithosphärischen Extension sowie Kinematik des ORG. Dementsprechend ist eine Zusammenführung der strukturellen Beobachtungen mit kinematischen Analysen in einem als allgemeingültig akzeptierten geodynamischen Modell über die ORG-Entwicklung noch nicht gelungen (vgl. SCHUMACHER, 2002; LOPEZ CARDOSO & BEHRMANN, 2005).

Für die quantitative Analyse geodynamischer Prozesse stehen auf der methodischen Seite seit Ende der 80er Jahre auch computergestützte, numerische Berechnungsverfahren zur Verfügung. Mit ihnen können umfassend physikalische Prozesse in der Lithosphäre während der Entwicklung einer geologischen Struktur simuliert werden. Durch eine systematische Variation der Modellvorgaben werden die wesentlichen Steuerungsfaktoren in ihren Auswirkungen auf die lithosphärischen Wärmetransport- und Deformationsprozesse herausgefiltert und ihre Interaktion aufgelöst. Numerische Parameterstudien vermögen somit gegenüber anderen quantitativen Lösungsstrategien, ein tiefergehendes Verständnis der thermischen und strukturellen Abläufe während der Extension in kontinentaler Lithosphäre zu gewinnen (z. B. RANALLI & MURPHY, 1987; BRAUN & BEAUMONT, 1989a; BASSI, 1995).

In den letzten Jahren treten zu den konzeptuell ausgelegten Parameterstudien numerische Modellierungen von realen Extensionsstrukturen hinzu (z. B. FREDERIKSEN et al., 2001). Diese Simulationen stellen eine ganzheitliche Interpretation fast aller geowissenschaftlichen Informationen zu dem gewählten Untersuchungsgegenstand dar. Die Felddaten werden dabei in Form von Eingabeparametern jenen mathematischen Formalismen unterworfen, denen die physikalischen Prozesse in der Lithosphäre gehorchen. Gegenüber den konzeptuellen Studien erlauben die Modellierungen von realen Strukturen die weitergehende Aussage, ob die physikalischen Prozesse unter den gegebenen regionalgeologischen Bedingungen auch tatsächlich in bedeutsamem Ausmaß ablaufen.

Quantitative Arbeiten zum ORG fanden bisher nur in geowissenschaftlichen Teildisziplinen statt. Sie beschränken sich auf geometrische Bilanzierungen in 2D (MEIER, 1989; GROSHONG, 1996), Subsidenzmodellierungen in 1D (z. B. DERER, 2003) und Volumenbilanzierungen (ROLL, 1979). Trotz des hohen Kenntnisstandes vermochten sie es nicht, die offenen Fragestellungen zu Struktur, Kinematik und Geodynamik im ORG-Gebiet zu lösen. Unter diesem Aspekt scheint es angezeigt, den Datenschatz mit einer modernen quantitativen Methode neu zu beleuchten. Die thermomechanische

Simulation auf numerischer Berechnungsgrundlage stellt hier ein aussichtsreiches Verfahren dar. Sie ist eine interdisziplinäre Integration der angeführten quantitativen Verfahren unter Berücksichtigung mathematisch-physikalischer Gesetzmäßigkeiten. Es wird der zur Verfügung stehende Datensatz in seiner gesamten Breite genutzt. Im Falle des ORG wurden die Felddaten bisher nicht in eine thermomechanische Simulation eingebunden.

Zielsetzung der Arbeit

Es wird eine thermomechanische Vorwärtsmodellierung der oberrheinischen Riftevolution mit numerischen Methoden durchgeführt. Die Simulation erfolgt großmaßstäblich über Kruste und Mantellithosphäre. Das grundlegende Ziel der Modellstudie sind Aussagen zu Becken- und Krustenarchitektur sowie zur Entwicklungsgeschichte des ORG, um gegensätzliche Positionen in diesen Punkten anzunähern oder aufzulösen. Die Fragestellungen sind konkret:

1. Wie ist die Kinematik des ORG?

Für die Ableitung kinematischer Implikationen müssen die Beträge riftsenkrechter und riftparalleler Horizontalverschiebungen aus den beobachteten Vertikalbewegungen von Graben und Riftflanken abgeleitet werden.

2. Was ist der Stil der lithosphärischen Extension im ORG-Gebiet?

Es sollen die Tiefenabschnitte in der Lithosphäre definiert werden, in denen eine Lokalisierung der Deformation an Scherzonen auftritt. Die Tiefenlagen potentieller Abscherhorizonte sind zu ermitteln.

3. Was sind die Einflußfaktoren auf die Horizontal- und Vertikalbewegungen im ORG, auf die krustale Struktur der gedehnten Lithosphärensäule und auf die Interneometrie des Beckens?

Die Steuerungsparameter müssen selektiert und während der Riftentwicklung quantitativ verfolgt werden. Ihre Interaktion muß aufgelöst und der kombinierte Einfluß auf den rifting-Prozeß erfaßt werden.

Die Lösung der Fragen 2 und 3 macht eine Parameterstudie notwendig, in dem die Auswirkungen von möglichen Steuerungsfaktoren auf die Struktur und Entwicklungsgeschichte des ORG untersucht werden. Die wirklich relevanten Einflußgrößen werden in der Parameterstudie ausgewählt und quantifiziert. Ihre best fit-Werte gehen in die anschließende thermomechanische Simulation des ORG ein, um die Frage 1 zu beantworten. Den Simulationen wird ein Kapitel vorgeschaltet, in dem der bisherige Kenntnisstand und die gegensätzlichen Positionen zur Entwicklung und Struktur des ORG einer kritischen Betrachtung unterzogen werden. Die Auswertung der geowissenschaftlichen Datensätze führt zur Definition der potentiellen Einflußfaktoren auf die geodynamische Entwicklung des ORG für die Parameterstudie.

Die Simulationen finden teilweise in drei Raumdimensionen statt, um die Auswirkungen auf Struktur und Entwicklung des ORG durch die laterale Variation möglicher Einflußfaktoren zu erfassen. Die Dreidimensionalität der Problemstellung zieht exzessive Rechenzeiten nach sich. Deswegen wird in dem vorgeschalteten Kapitel auch versucht, die gegensätzlichen Auffassungen durch eine Interpretation des Kenntnisstandes vorab anzunähern, um eine Vereinfachung des Untersuchungsgegenstandes für die Simulationen zu erreichen.

Die Modellstudie ist die erste dreidimensionale, thermomechanische Simulation der Extension in kontinentaler Lithosphäre, angewendet auf eine tatsächlich existierende Struktur. Modellstudien für hypo-

thetische und reale Problemstellungen beschränkten sich bisher auf zwei Dimensionen. Diese Arbeit dient somit auch dazu, Defizite der konzeptuellen Studien in bezug auf die Prozeßabläufe in der dritten Dimension abzubauen. Dieser Aspekt wird allerdings nur insoweit verfolgt, wie er für die Gewinnung von Aussagen zu Struktur und Entwicklungsgeschichte des ORG als Primärziel behilflich ist. Konzeptuell angelegte Parameterstudien erlauben einen weiten Ermessensspielraum in der Art und Größe der Eingabedaten sowie den mathematischen Implementierungen für die Simulation. Insbesondere der Deformationsstil wurde in den letzten Jahren in numerischen Modellierungen beliebig gestaltet, weil Formalismen und Felddaten für eine realitätsgetreue Erfassung der Lokalisation von Deformation nicht vorliegen (z. B. BEHN et al., 2002; LAVIER & BUCK, 2002). Diese Studien unterliegen damit der nicht unerheblichen Gefahr, das quantitative Prozeßverständnis als Primärziel zugunsten numerischer Machbarkeiten zu opfern. Die Ergebnisse werden auf eine qualitative Aussage mit fraglichem Realitätsbezug reduziert. Die obige Vorgehensweise ist in Parameterstudien zu realen Fallbeispielen nicht statthaft, ohne die Modellierungsprognosen manipulativ zu beeinflussen. Für eine realitätsgetreue Abbildung der Struktur und Entwicklung des ORG werden deshalb nur die mathematischen Beschreibungen von thermomechanischen Abläufen eingebunden, deren Anwendbarkeit aufgrund von Feldbeobachtungen belegt ist. Dabei macht die geringe laterale Ausdehnung der oberrheinischen Riftstruktur eine äußerst exakte Umsetzung der Formalismen und die Bereitstellung gebietsspezifischer Materialparameter für die Simulationen zu einem weiteren Schwerpunkt der Arbeit.

Die Studie behandelt die Konsequenzen des rifting-Prozesses auf die Struktur und Entwicklung des ORG. Teile des ORG-Gebietes wurden zeitgleich zum rifting von Vertikalbewegungen betroffen, die auf die nordwärtige Wanderung der peripheren Aufwölbung im Alpenvorland (LAUBSCHER, 1992) zurückzuführen sind. Dieser Prozeß findet in der Modellstudie keine Berücksichtigung, weil die geowissenschaftlichen Informationen für eine Definition der mathematisch-physikalischen Bedingungen während seiner Entwicklung nicht ausreichen. Es ergibt sich somit als ein zusätzlicher Zielaspekt eine Trennung der durch das rifting-Ereignis verursachten Vertikalbewegungen von jenen, die durch die anderen Prozesse veranlaßt sind. Diese Studie kann daher nur als ein erster Schritt gewertet werden, um die komplexe Interaktion verschiedener Prozesse zu verstehen, die zu dem heutigen strukturellen Erscheinungsbild in der Lithosphäre des ORG-Gebietes führten.

Gliederung der Arbeit

Kapitel 2

Der Kenntnisstand zur Entwicklung und Struktur des ORG wird aufgegriffen und unter Einbeziehung allgemeiner thermischer und mechanischer Gesetzmäßigkeiten diskutiert. Am Ende des Kapitels werden die potentiellen Steuerungsparameter für die spätere Parameterstudie selektiert.

Kapitel 3

Es wird eine numerische Berechnungsmethode für die Simulationen ausgewählt, ihre wesentlichen Grundlagen behandelt und spezielle Modellierungstechniken vorgestellt. Das Verständnis der Grundkonzepte ist notwendig, um die folgende Umsetzung der physikalischen Prozesse in die gewählte Modellierungsmethode nachvollziehen zu können.

Kapitel 4

Auf die mathematisch-physikalischen Grundlagen der in der Lithosphäre ablaufenden Prozesse wird eingegangen. Die mathematischen Beziehungen werden für die Einbindung in die Simulationen umgeformt.

Kapitel 5

Die Vertikalbewegungen von Graben und Riftflanken dienen als vorrangiger Vergleichsdatensatz für die Modellierungsprognosen. Die Feldbeobachtungen bedürfen zu diesem Zweck noch einer Aufbereitung, damit sie als Kalibrierungsmaßstab verwendet werden können.

Kapitel 6

Es wird eine systematische Variation der in Kapitel 2 definierten Einflußfaktoren auf die strukturelle und thermische Entwicklung des ORG durchgeführt. Die Parameterstudie dient zur Fixierung von best fit-Werten für die im Folgekapitel abgehandelte thermomechanische Simulation des ORG.

Kapitel 7

Es erfolgt die dreidimensionale thermomechanische Modellierung zur oberrheinischen Riftentwicklung. Die Ergebnisse in Bezug auf Krusten- und Beckenarchitektur, Stil der lithosphärischen Extension und Kinematik des ORG werden vorgestellt und diskutiert.

Die Arbeit schließt in Kapitel 8 mit einer Zusammenfassung und einem Ausblick auf mögliche Verbesserungen und Ergänzungen für weitere numerische Simulationen zum ORG.

1.2 Geographischer und geologischer Rahmen

Der ORG ist das zentrale Segment des Europäischen Känozoischen Riftsystems, das sich von der Nordsee bis in das Mittelmeer erstreckt (Abb. 1.1; ZIEGLER, 1992a). Der Grabenbruch findet nach Süden seine Fortsetzung im Rhone-Bressegraben, mit dem er über die Rhein-Bressegraben-Transferzone verbunden ist. In nördlicher bzw. nordwestlicher Richtung schließen sich die Hessische Senke und der Ruhrgraben an.

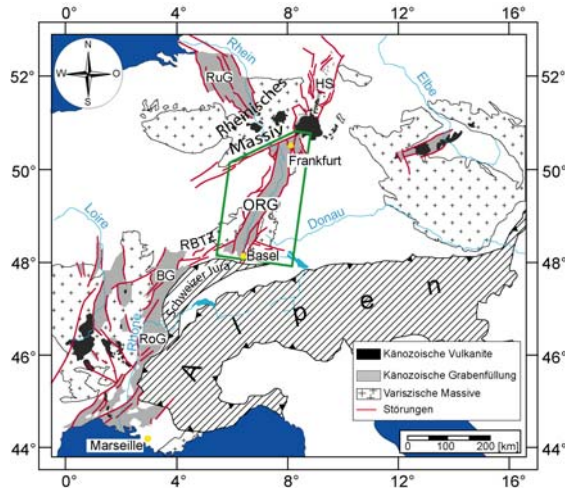


Abb. 1.1: Die Segmente des Europäischen Känozoischen Riftsystems, verändert nach Ziegler (1992a); ORG: Oberrheingraben; RuG: Ruhrgraben; HS: Hessische Senke; BG: Bressegraben; RoG: Rhonegraben; RBTZ: Rhein-Bressegraben-Transformationszone.

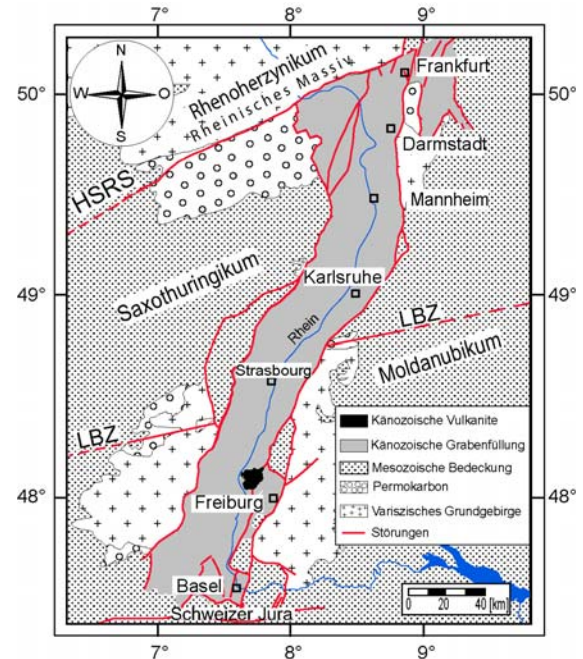


Abb. 1.2: Geologische Übersichtskarte des ORG-Gebietes, HSRS: Hunsrück-Taunus-Südrandstörung; LBZ: Lalaye-Lubine-Baden-Baden-Zone.

Der ORG ist ca. 300 km lang und 40 km breit. Er verläuft zwischen dem Rheinischen Massiv im Norden und den frontalen Überschiebungen des Schweizer Juras im Süden in einer ungefähren NNE-SSW-Orientierung (Abb. 1.2). Lediglich der Grabenabschnitt zwischen den Städten Strasbourg und Karlsruhe weist eine etwas mehr nordöstliche Streichrichtung auf. Er wird in der Folge als mittleres Segment den sich südlich und nördlich anschließenden Grabenabschnitten gegenübergestellt.

Die Riftstruktur quert verschiedene tektonostratigraphische Einheiten der mitteleuropäischen Varisziden. Im Norden endet der ORG an der Hunsrück-Taunus-Südrandstörung (HSRS). Sie trennt das extern gelegene Rhenoharzynikum vom Saxothuringikum als Teil der variszischen Interniden (ONCKEN, 1988). Weiter südlich bildet die Lalaye-Lubine-Baden-Baden-Zone (LBZ) die Grenze zwischen dem Saxothuringikum und der Moldanubischen Internzone (WICKERT et al., 1990).

Die Grabenschultern treten morphologisch in den Mittelgebirgen von Schwarzwald, Vogesen, Odenwald und Pfälzer Wald hervor (Abb. 1.3). Eine Ausnahme bildet die östliche Riftflanke im Kraichgau mit ähnlichen Höhenlagen wie die Oberrheinische Tiefebene. Pfälzer Wald und Kraichgau tragen eine mesozoische Sedimentbedeckung. In den anderen Schulterbereichen streichen zu- meist Gneise und Granite des variszischen Grundgebirges aus.

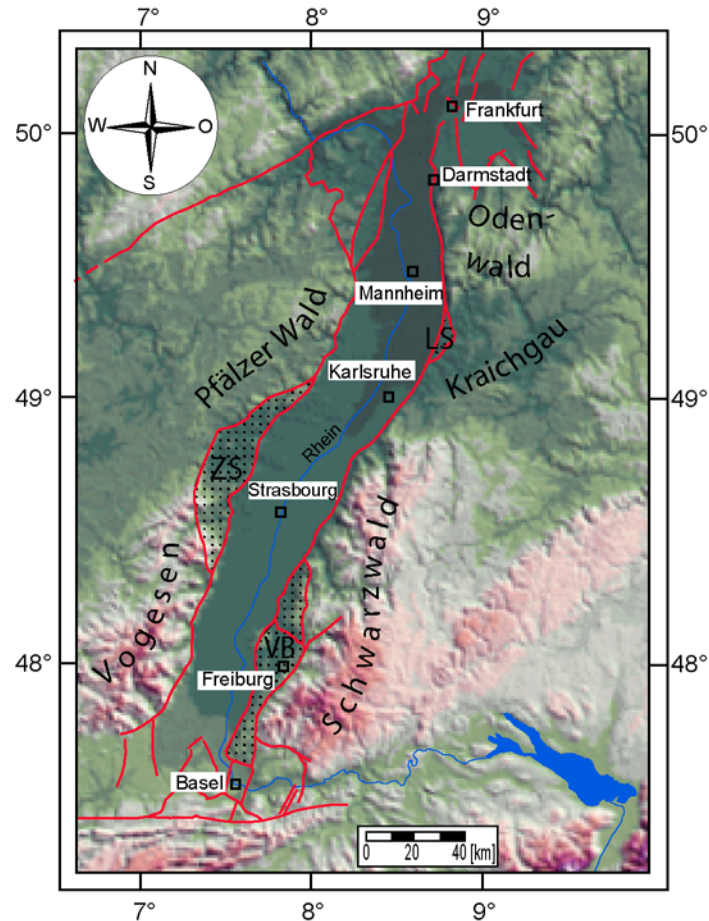


Abb. 1.3: Topographische Übersichtskarte des ORG-Gebietes; VB: Vorbergzone;
LS: Langenbrückener Senke; ZS: Zaberner Senke.

Mitunter schalten sich zwischen Grabenbereich und Riftflanken Schollen mit anstehendem Mesozoikum ein, die im Ausmaß ihrer Hebung gegenüber den eigentlichen Grabenschultern zurückblieben. Die bedeutendsten Grabenrandstrukturen auf der östlichen Grabenseite sind die Vorbergzone im südlichen und die Langenbrückener Senke im nördlichen Grabensegment. Dagegen befinden sich im zentralen Grabenabschnitt die Randschollen an der westlichen Flanke in der Zaberner Senke.

1.3 Abriß der oberrheinischen Riftentwicklung

Das ORG-Gebiet zeichnet sich durch spärlichen Riftmagmatismus aus, der im wesentlichen der Entstehung des ORG voranging (KELLER et al., 2002). Der Höhepunkt vulkanischer Aktivität ist im mittleren Eozän unmittelbar vor Entstehung des ORG erreicht (HORN et al., 1972). Ein Wiederaufleben vulkanischer Tätigkeit während der Riftevolution fällt in das Miozän (Abb. 1.4; BARRANYI et al., 1976).

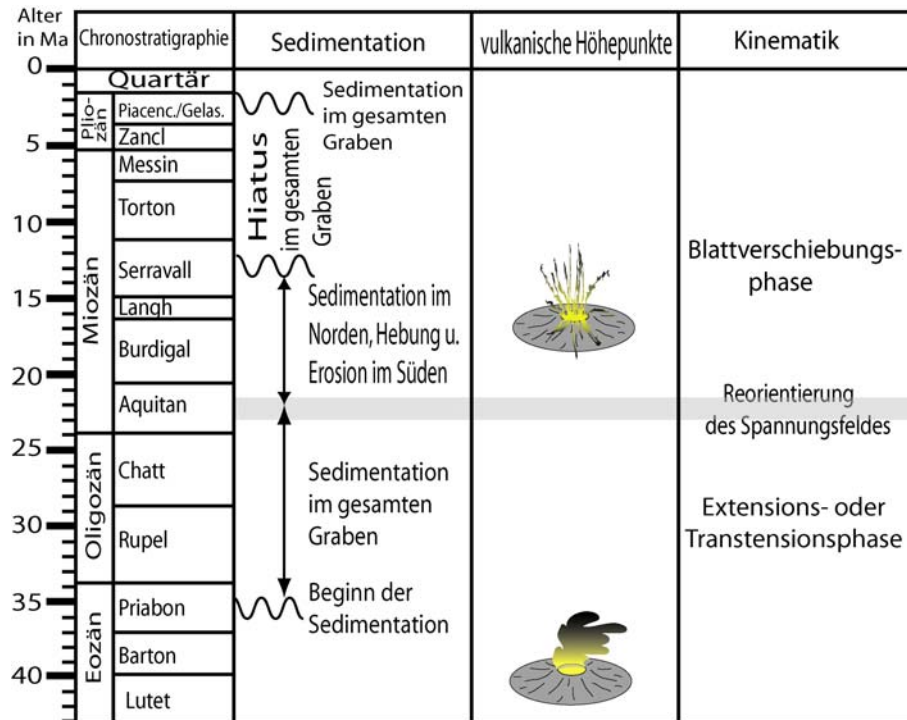


Abb. 1.4: Abriß der oberrheinischen Riftentwicklung; Ma: Millionen Jahre.

Die Öffnung des ORG im späten Eozän ist auf meridional gerichtete, kompressive Spannungen zurückzuführen, die ihren Ursprung in den Kollisionsvorgängen im Alpenraum hatten (LARROQUE & LAURENT, 1988; DÉZES et al., 2004). Die Extension wurde im ORG-Gebiet an Systemen präexistierender Schwächezonen lokalisiert und verursachte Subsidenz und Sedimentation im südlichen und zentralen Grabenabschnitt (SCHUMACHER, 2002).

Die weitere Entwicklung des ORG verlief im wesentlichen in zwei Phasen. Eine oligozäne Extensions- oder Transtensionsphase führte an den präexistierenden Schwächezonen zur Sedimentation in der gesamten Riftstruktur. Angaben zur Richtung der Extension in diesem Zeitraum schwanken zwischen WSW-ENE und WNW-ESE (ILLIES, 1975; SCHUMACHER, 2002; BEHRMANN et al., 2003; MICHON et al., 2003). Durch eine Reorientierung des regionalen Spannungsfeldes im frühen Miozän wurde der ORG als Blattverschiebungssystem reaktiviert. Die Sedimentation beschränkte sich nunmehr auf das nördliche Grabensegment. Dagegen unterlagen die anderen Grabenbereiche der Hebung und Erosion (ROLL, 1979). Diese Riftabschnitte wurden im jüngeren Miozän von weiteren Vertikalbewegungen betroffen, die durch die nordwärtige Wanderung der peripheren Vorlandaufwölbung nördlich der Alpen veranlaßt waren (LAUBSCHER, 1992). Rezent findet unter einer nicht veränderten Orientierung des regionalen Spannungsfeldes wieder Sedimentation im gesamten Grabensystem statt (BARTZ, 1974), während die Grabenschultern erneut gehoben werden (DEMOULIN et al., 1995, 1998).

2. Stand der Forschung

2.1 Seismisches Strukturinventar und Verformungsregimes

Das ORG-Gebiet war Ziel reflexionsseismischer Untersuchungen. Profilaufnahmen zu Forschungszwecken zielten auf eine Erfassung von Strukturen der Unterkruste und der Mantellithosphäre. Untersuchungsgegenstand industrieseismischer Prospektionen war dagegen eine Auflösung der flachkrustalen Strukturen mit der Grabenfüllung. Eine Evaluierung dieser seismischen Datensätze in Bezug auf die oberkrustalen Strukturen ist durch einen Abgleich mit dem Tiefenlinienplan der Grabenfüllung möglich. Die Isopachenkarte in Abb. 2.1 enthält eine Übersicht der nachfolgend bewerteten seismischen Profillinien.

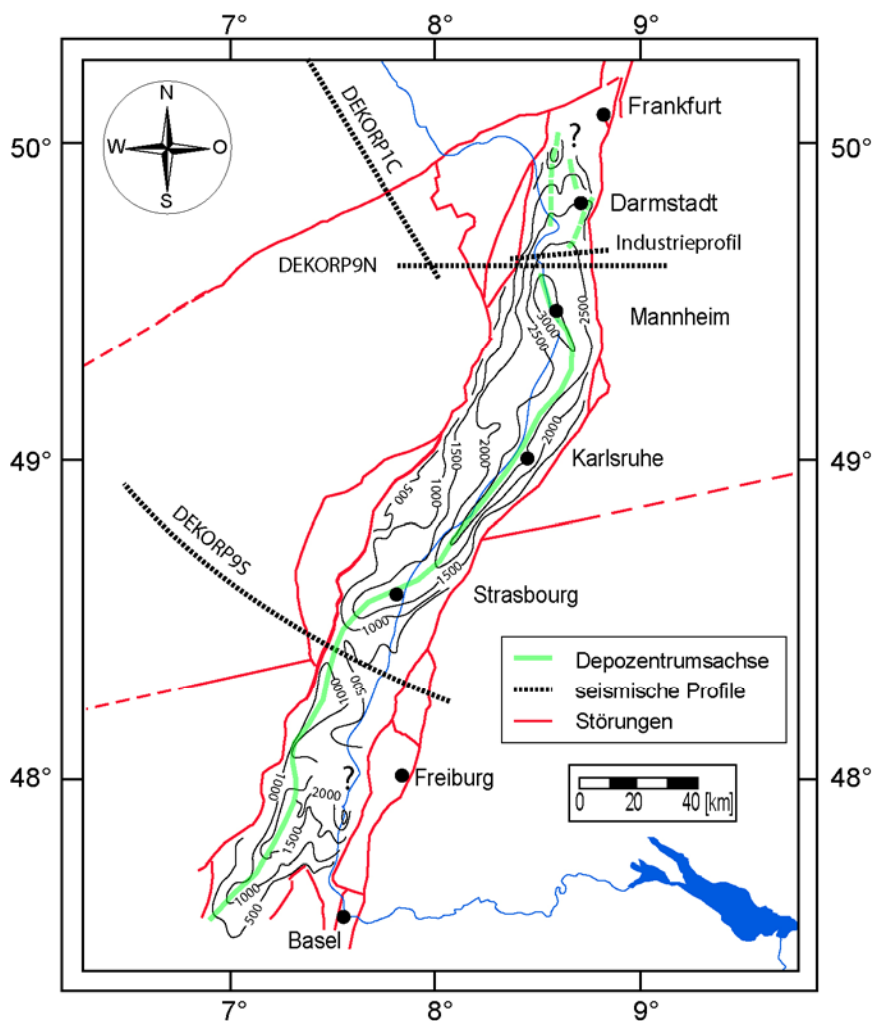


Abb. 2.1: Isopachen der Grabensedimente in [m] nach DOEBL (1967, 1970) und Lage seismischer Profillinien.

2.1.1 Strukturen der Oberkruste

Die seismischen Profile DEKORP9N und DEKORP9S sowie die Isopachenkarte der Grabenfüllung zeigen den ORG als eine deutlich ausgeprägte Halbgrabenstruktur, deren Achse größter Sedimentmächtigkeiten im Streichen des Rifts mehrmals die Position wechselt (Abb. 2.1). Im südlichen ORG

befinden sich die maximalen Mächtigkeiten auf der westlichen Grabenseite, im zentralen Grabenabschnitt zwischen Strasbourg und Karlsruhe nahe der östlichen Grabenflanke (Abb. 2.2; DOEBL, 1967; BRUN et al., 1992b). Für den sich nördlich anschließenden Grabenabschnitt widersprechen sich die Befunde aus der Seismik und der Isopachenkarte. Die geologische Interpretation des DEKORP9N-Profiles nach WENZEL et al. (1991) zeigt weiterhin einen Halbgraben mit den höchsten Sedimentmächtigkeiten nahe der östlichen Randverwerfung (Abb. 2.3). Dagegen belegt der Isopachenverlauf eine erneute Verlagerung der Depozentrumsachse in Richtung Grabenmitte nördlich von Karlsruhe (SCHAD, 1962; DOEBL, 1970). Das wenige Kilometer von der DEKORP9N-Linie entfernt gelegene industrieseismische Profil (Abb. 2.4; DURST, 1991), welches auf eine hohe Auflösung des seichten Krustenniveaus abzielt, deckt sich im Bezug auf die Lage des absoluten Mächtigkeitsmaximums mit den Befunden aus der Isopachenkarte und widerlegt daher die interpretative Aussage zur DEKORP9N-Linie.

Die Geometrie der Randverwerfungen variiert vermutlich in Streichrichtung des Grabens. Im südlichen Abschnitt ist eine listrische Form der Randverwerfungen wahrscheinlich (LOPEZ CARDOSO, 2004), die zur Entstehung der großmaßstäblichen, antithetischen Flexuren im hangenden Grabenblock führte (BRUN et al., 1992b). Im zentralen und nördlichen ORG lassen mittkrustale Reflektoren mit variablen Einfallswinkeln und unbekannter Streichrichtung, sichtbar sowohl im DEKORP9N-Profil als auch in der Linie von DURST (1991), keine Rückschlüsse auf den Tiefenverlauf der Randverwerfungen zu. Es werden dort aufgrund der Existenz von Bruchschollenfeldern und kleinräumigen, antithetischen Flexuren planare Randverwerfungen vermutet (MEIER & EISBACHER, 1991; WENZEL et al., 1991).

2.1.2 Verformungsregime in Unterkruste und lithosphärischer Mantel

Es gibt keine geophysikalischen Hinweise auf Scherzonen, welche grabenparallel Kruste und lithosphärischer Mantel durchschneiden und die Annahme eines simple shear-Verformungsregimes über die gesamte Lithosphäre rechtfertigen (BRUN et al., 1992a; LOPEZ CARDOSO, 2004). Möglicherweise grabenparallel streichende seismische Reflektoren können nur bis in oberkrustale Tiefen von 14 bis 21 km verfolgt werden (DURST, 1991; WENZEL et al., 1991, BRUN et al., 1992a). Die untere Kruste zeigt duktilen Verformungsverhalten (BRUN, 1999).

Im Mantel sind lineare Strukturelemente im Übergangsbereich zwischen Graben und Schweizer Jura nachgewiesen, die aufgrund ihrer NE-SW-Orientierung als Scherzonen variszischen Alters aufgefaßt werden (LOPEZ CARDOSO, 2004). Für das weiter nördlich gelegene DEKORP9S-Profil wird die dortige asymmetrische Mohoaufwölbung als hinreichend indikativ für eine Verformung an diskreten Scherzonen angesehen (BRUN et al., 1992a). Diese Interpretation ist allerdings aufgrund Fehlens geeigneter seismischer Reflektoren umstritten (FUCHS et al., 1987; BRUN et al., 1992b). Die geologische Interpretation des DEKORP9N-Profil über den nördlichen ORG zeigt deutlich einen Mohoversatz entlang nach Westen einfallenden Reflektoren (Abb. 2.3; WENZEL et al., 1991). Die Unterkruste westlich des ORG scheint um 3 bis 4 km mächtiger zu sein als östlich der Riftstruktur. Es wird dort die Existenz einer mantellithosphärischen Scherzone mit NNE-SSW-Streichrichtung postuliert, welche in der duktilen Unterkruste ausläuft (MEIER & EISBACHER, 1991; WENZEL et al., 1991). Refraktionsseismische Daten (ZEIS et al., 1990) und die geologische Interpretation des kreuzenden reflexionsseismischen Profils DEKORP1C (Lage siehe

Abb. 2.1; HENK, 1993) zeigen jedoch keinen Hinweis auf eine unterkrustale Verdickung der westlichen Grabenschulter. Diese Diskrepanz ist wahrscheinlich auf ein velocity pull down-Effekt von bis zu 6 km mächtigen, permokarbonen Ablagerungen auf der westlichen Grabenschulter im Gegensatz zu den an der Erdoberfläche anstehenden Gneisen, Granitoiden, Gabbros und Metabasiten der östlichen Riftflanke zurückzuführen. Für die Tiefenkonvertierung der seismischen Signale im DEKORP9N-Profil wurde dieser lithologische Kontrast als vernachlässigbar eingestuft (WENZEL et al., 1991). Entgegen dieser Auffassung konnte entlang der DEKORP1C-Linie die scheinbar größere Unterkrustenmächtigkeit durch Einbindung der seismischen Geschwindigkeiten von Grundgebirge und permokarbonen Sedimenten eliminiert werden (MEISSNER & BORTFELD, 1990; HENK, 1993). Die artifizielle Natur der postulierten mantellithosphärischen Scherzone kommt sehr deutlich in der Linienzeichnung des industrieseismischen Profils zum Ausdruck, dessen Tiefenkonvertierung identisch zum DEKORP9N-Profil durchgeführt wurde. Dort erscheinen aufgrund des velocity pull down-Effekts die oberkrustalen Reflektoren sowie die Grenze zwischen Ober- und Unterkruste unter der westlichen Grabenschulter um 3 bis 4 km tiefer als östlich des ORG. Dies entspricht dem Betrag der scheinbaren unterkrustalen Mächtigkeitszunahme in der DEKORP9N-Linie. Die Interpretationen der Reflexionsprofile nach WENZEL et al. (1991) und BRUN et al. (1992a) liefern somit unter Beachtung einer korrekten Tiefenkonvertierung der seismischen Signale keinerlei Hinweise für eine Verformung im simple shear-Modus in Unterkruste und lithosphärischer Mantel. Da in den reflexionsseismischen Untersuchungen eine Aufzeichnung der Mohotopographie im Riftaxialbereich nicht gelang, sind keine Rückschlüsse auf den Deformationsstil in diesen Tiefenbereichen möglich. Lediglich die gleichmäßige Verteilung der zeitgleich mit dem rifting aufgetretenen vulkanischen Erscheinungen auf beide Flankenbereiche läßt vermuten, daß die Verformung entlang flachkrustaler Schwächezonen zu größeren Tiefen hin durch eine raumgreifende Verformung im pure shear-Modus abgelöst wird (ZIEGLER, 1992b). Unter Berücksichtigung des velocity pull down-Effekts ist ferner von einer geringeren Tiefenerstreckung der oberkrustalen Reflektoren bis nur in 17 bis 18 km anstatt 21 bis 22 km Tiefe auszugehen.

Das Liniendiagramm des DEKORP9N-Profiles enthält des weiteren im Liegenden der östlichen Randverwerfung eine flach einfallende Scherzone (Abb. 2.3). Sie wird nach MEIER (1989) und WENZEL et al. (1991) als mögliche mitt- und unterkrustale Verbindung zwischen der postulierten Mantelscherzone und oberflächennahen Abschiebungen der östlichen Grabenschulter angesehen. Diese Scherzone ist nach Angaben von WENZEL et al. (1991) nicht durch entsprechend orientierte seismische Reflektoren belegt. Ihre Existenz muß somit mit Verweis auf die artifizielle Natur der Mantelscherzone in Frage gestellt werden.

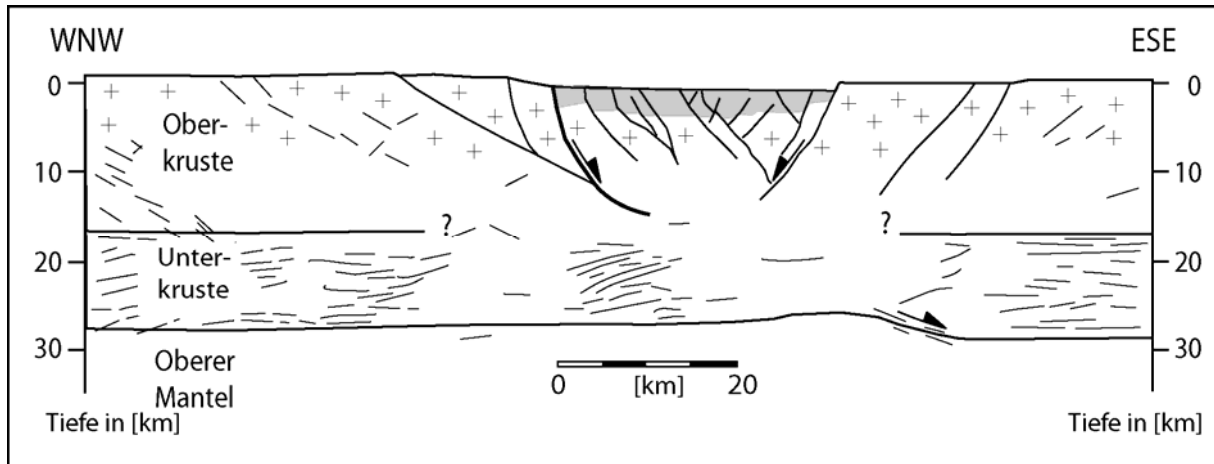


Abb. 2.2: Geologische Interpretation des reflexionsseismischen Profils DEKORP9S nach BRUN et al. (1992b); grau: Grabenfüllung.

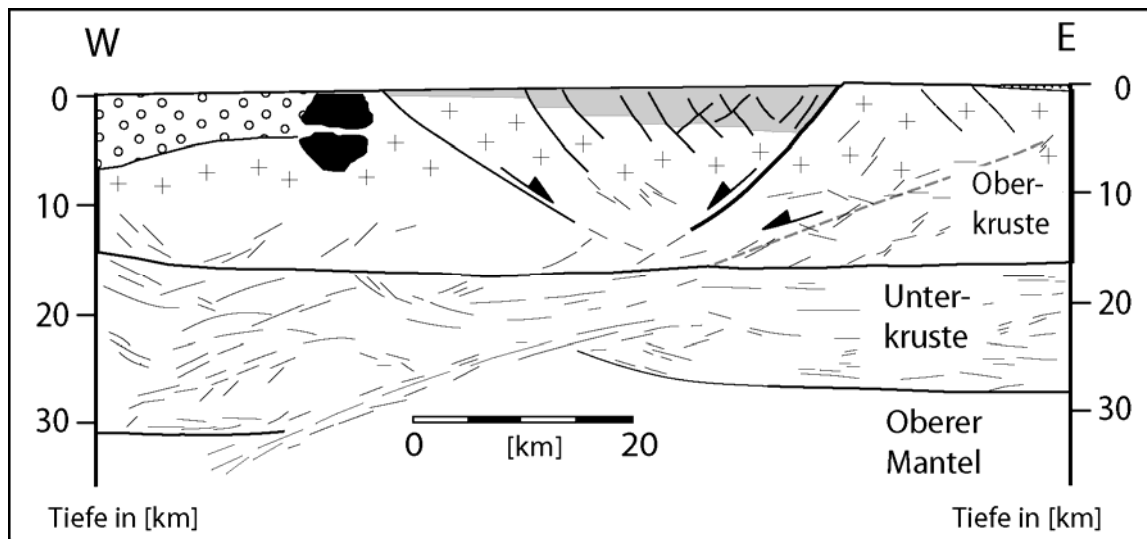


Abb. 2.3: Geologische Interpretation des reflexionsseismischen Profils DEKORP9N nach WENZEL et al. (1991); grau: Grabenfüllung; schwarz: Rhyolith; offene Kreise: Permokarbon.

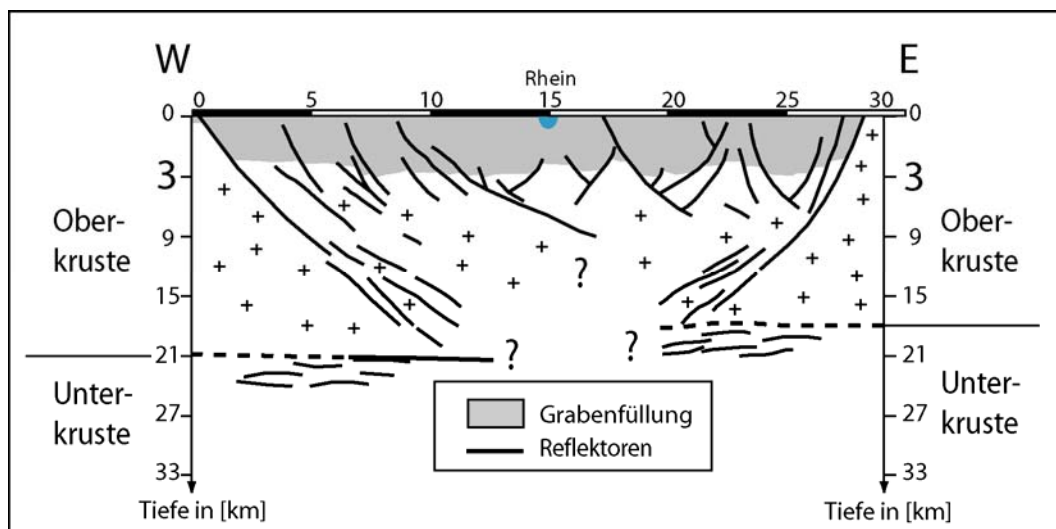


Abb. 2.4: Geologische Interpretation des reflexionsseismischen Datensatzes in DURST et al. (1991). Man beachte die unterschiedliche Tiefenskalierung oberhalb und unterhalb 3 km Tiefe.

2.1.3 Krustenmächtigkeit und Mohotopographie

Die refraktionsseismischen Daten von ZEIS et al. (1990) zeigen eine Abnahme krustaler Mächtigkeiten von ca. 30 km außerhalb des ORG-Gebietes in Richtung auf das Riftsystem. Parallel zur Riftachse des ORG nimmt die Tiefe der seismischen Moho von 27 bis 28 km im nördlichsten Grabenabschnitt auf 24 bis 25 km weiter südlich ab. Eine höhere Strukturauflösung konnte durch die reflexionsseismischen Verfahren nicht erzielt werden. Die hohe Reflektivität der Grabensedimente verhinderte eine Aufnahme der Moho unter dem Grabenblock (WENZEL et al., 1991; BRUN et al., 1992b), sodaß die Mohotopographie daher nur interpretativer Natur ist. Für das DEKORP9S-Profil wird eine asymmetrische Aufwölbung der Moho mit seichtester Tiefenlage nahe der östlichen Randverwerfung vermutet (Abb. 2.2; BRUN et al., 1992b), welcher der Mohotiefe aus dem refraktionsseismischen Datensatz entspricht. Für das nördliche DEKORP9N-Profil ergibt sich dagegen eine ausgeprägte Asymmetrie der Mohotopographie mit einer signifikanten Tiefendifferenz von 2 km zwischen reflexionsseismischer und refraktionsseismischer Moho, weil der velocity pull down-Effekt dort nicht berücksichtigt wurde (Abb. 2.3). Es wird daher in Bezug auf die Tiefenlage der seismischen Moho dem in der Fläche vorliegenden Datensatz aus der Refraktionsseismik nach ZEISS et al. (1990) den Vorzug gegeben.

2.2 Krustenaufbau und Krustenzusammensetzung

Eine geophysikalische Unterteilung in Ober- und Unterkruste wurde in West- und Mitteleuropa in seismischen Profilen anhand der sich über die Tiefe ändernden Reflektivität vorgenommen. Eine lithologische Differenzierung der Kruste ergab sich aus der Kombination von elastischen Eigenschaften von Xenolithen tertiärer Vulkanprovinzen in Verbindung mit refraktionsseismischen Datensätzen und der petrologischen Thermobarometrie.

2.2.1 Geophysikalischer Aufbau der Kruste

Die Kruste wird auf Basis reflexionsseismischer Methoden in eine transparente Oberkruste mit nur wenigen, geneigten Reflektoren und eine stark reflektive Unterkruste mit subhorizontaler Anordnung der Lamellen unterteilt (BOIS, 1992; Abb. 2.2 und 2.3). Als mögliche Ursachen für die Entstehung der Lamellen werden vertikal variierende Fluiddruckgradienten (FUCHS et al., 1987), synkinematische Rekristallisation von Mineralen mit elastischer Anisotropie (HURICH & SMITHSON, 1984) und rasch wechselnde Zusammensetzungen zwischen leukokraten und mafischen Gesteinseinheiten bei raumgreifendem Kriechverhalten der Gesteine (REY, 1993; MEISSNER & RABEL, 1999) angegeben. Die Dach- bzw. Basisfläche der geophysikalisch definierten Unterkruste muß nach diesen Modellvorstellungen nicht zwingend lithologischen Kontrasten entsprechen.

Das Top der Lamellen liegt in von rifting nicht beeinflussten Bereichen West- und Mitteleuropas meist in Tiefen von 17 bis 19 km (FUCHS et al., 1987; GAJEWSKI & PRODEHL, 1987; BONJER, 1997). Unter dem Grabenblock ist diese geophysikalische Grenzziehung zwischen Ober- und Unterkruste nicht möglich, da dort nur wenige unterkrustale Reflektoren vorliegen (Abb. 2.2 und 2.3). Der dortige Verlust der Reflektivität wird auf thermotektonische Prozesse während der Grabenbildung oder Interferenz von Reflexionen der Unterkruste und der überlagernden Riftsedimente zurückgeführt (FUCHS et al., 1987; ECHTLER et al., 1994).

2.2.2 Lithologischer Aufbau der Kruste

Die lithologischen Tiefenprofile der vom ORG gequerten variszischen Internzone zeigen in der oberen Kruste eine Dominanz leukokrater Gesteinsverbände (MENGEL, 1992). In der unteren Kruste des Moldanubikums herrschen mit einem allmählichen Übergang in 15 bis 20 km Tiefe vermutlich granulitfazielle Gesteinsassoziationen mit felsischem Mineralbestand vor (Abb. 2.5a; RABEL et al., 1998; WITTENBERG et al. 2000). Im Gegensatz hierzu seien diese Einheiten im Saxothuringikum unter einer scharf ausgebildeten Conrad-Diskontinuität in 17 bis 19 km Tiefe deutlich mafischer entwickelt (Abb. 2.5b; HUCKENHOLZ & WERNER, 1990; MENGEL, 1992). Eine Verallgemeinerung der eindimensionalen, empirisch-stratigraphischen Sequenzen auf die jeweilige tektonometamorphe Einheit ist allerdings nicht statthaft, da der Vergleich von Tiefenprofilen aus der gleichen tektonometamorphen Einheit (z. B. MENGEL, 1992) und refraktionsseismische Daten (z. B. GAJEWSKI et al., 1987) laterale Wechsel in der unterkrustalen Lithologie über kurze Distanzen nahelegen. Die Zusammensetzung der unterkrustalen Gesteinseinheiten im ORG-Gebiet ist somit nicht bekannt. Lediglich die ungefähre Koinzidenz in der Tiefenlage der Conrad-Diskontinuität aus der Thermobarometrie und dem Top der seismischen Reflektoren erlaubt es, für

nachstehende Betrachtungen den lithologischen Übergang Ober-/Unterkruste in ca. 17 bis 19 km Tiefe außerhalb der von rifting betroffenen Regionen anzunehmen.

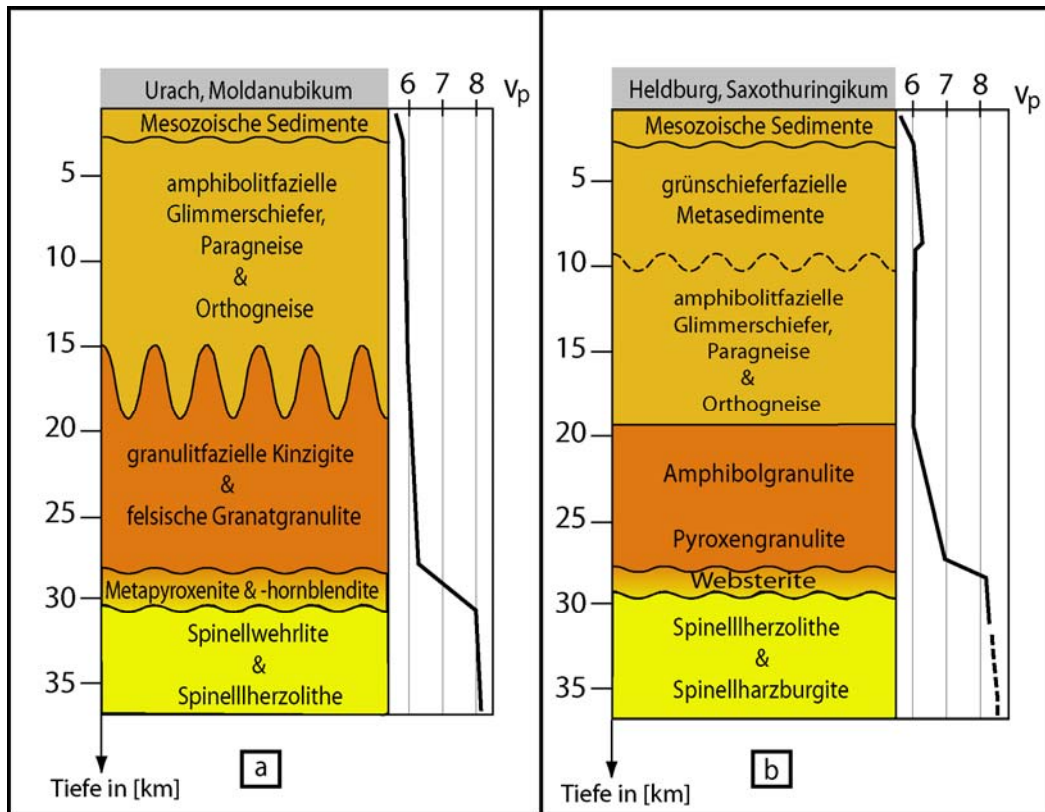


Abb. 2.5: Xenolith-basierte Tiefenprofile nach MENGEL (1992):
a. für das Vulkanfeld Urach-Kirchheim (Moldanubikum)
b. für die Heldburger Gangschar (Saxothuringikum)
 v_p : Geschwindigkeit von P-Wellen in [km/s].

Der Übergang zwischen Unterkruste und Mantel vollzieht sich im Saxothuringikum und Moldanubikum über ein enges Tiefenintervall von < 2 km (Abb. 2.5a und 2.5b; GLAHN et al. 1992; MENGEL, 1992). Geodynamische Betrachtungen zur synkonvergenten Entwicklung der Varisziden und der Mangel an eklogitischen Xenolithen sprechen gegen den Erhalt von seismisch nicht erfaßten Orogenwurzeln (z. B. EISBACHER et al., 1989; ONCKEN, 1997). Somit kann im Gegensatz zu der Auffassung von MENGEL & KERN (1992) für die variszischen Internzonen die seismische Moho der petrologischen Kruste-Mantelgrenze mit einer Unsicherheit von ± 1 km gleichgesetzt werden. Beide Begriffe werden deswegen im folgenden als Synonyme verwendet.

2.3 Riftsenkrechte Extension und riftparalleler Horizontalversatz

2.3.1 Riftsenkrechte Extension

Die Kalkulation der horizontalen Extension wurde über Profilausgleich orthogonal zum ORG (WNW-ESE) durchgeführt. Der Linienausgleich über Spiegellücken in der Tertiärbasis ergab auch für eng benachbarte Profillinien große Schwankungen in den Extensionsbeträgen zwischen 2.5 und 6.5 km (z. B. DOEBL & TEICHMÜLLER, 1979; MEIER, 1989; GROSHONG, 1996). Unter Einbeziehung des Flächenausgleichs resultierten daraus stark variierende Detachmenttiefen zwischen der mittleren Kruste und der Moho. Eine Tiefenextrapolation der oberflächennahen Hauptgleitflächen zu Vergleichszwecken wurde lediglich von MEIER (1989) unternommen. Unter Annahme verschiedener kinematischer Randbedingungen für die Deformation des Grabenblocks kam es ebenfalls über kurze Distanzen zu großen Änderungen in der Tiefe des Abscherhorizontes und des Extensionsbetrages.

Die Anwendbarkeit der geometrischen Bilanzierungsverfahren muß aufgrund der enormen Bandbreite der Lösungen in Zweifel gezogen werden. Ein Ausgleich zwischen den Größen Flächenquerschnitt, Detachmenttiefe und Extensionsbetrag scheint nicht möglich, weil zwei der drei Variablen, der Extensionsbetrag und die Detachmenttiefe, unbestimmt sind. Die Ermittlung des Extensionsbetrages in zwei Dimensionen ist aufgrund der vermuteten mehrphasigen Entwicklung des ORG mit großen Unsicherheiten behaftet, dreidimensionale Bilanzierungen wurden aber bisher nur für Teilbereiche des ORG durchgeführt (z. B. BEHRMANN et al., 2003). Der seismische Datensatz ist in Bezug auf den Tiefenverlauf der Störungen und Lage eines Abscherhorizonts mehrdeutig (siehe Kap. 2.1.2). Durch die willkürliche Festlegung auf ein Detachment an der petrologischen Kruste-Mantelgrenze (GROSHONG, 1996) oder in der maximalen Erdbebentiefe (MEIER, 1989) wird zwar die Unterbestimmtheit in der Kalkulation beseitigt. Die geometrischen Bilanzierungen weisen dadurch allerdings eine Beliebigkeit in der Ergebnisgestaltung auf. Hierbei ist insbesondere die Ableitung von Versatzbeträgen für die geologische Vergangenheit aus den rezenten Erdbebendaten oder heutigen Krustenkonfiguration kritisch zu bewerten. Es ist deshalb eine Bilanzierungsmethode zu wählen, welche die thermischen und mechanischen Prozesse in der Lithosphäre mathematisch-physikalisch über die Zeit verfolgt und die impliziten Annahmen geometrischer Verfahren (z. B. ebene Deformation, Erhalt der Schichtlängen, Vorgabe bestimmter kinematischer Randbedingungen) vermeidet. Die Tiefenlagen potentieller Abscherhorizonte sind ein Ergebnis dieser thermomechanischen Verfahren. Mit den rein geometrischen Bilanzierungen wird der Betrag der riftsenkrechten Extension im ORG-Gebiet nur unzureichend bestimmt.

2.3.2 Riftparalleler Lateralversatz

Der Seitenverschiebungsbetrag während der Riftentwicklung ist ebenfalls weitgehend unbekannt. Im nördlichen ORG werden auf Basis neotektonisch-morphogenetischer Studien Lateralversätze von geologischen und morphologischen Vorzeichnungen beobachtet (FAHLBUSCH, 1975; SEMMEL, 1991; WEIDENFELLER & ZÖLLER, 1995). Angaben über Betrag und Kinematik liegen aber nicht vor. Im zentralen und südlichen Grabenabschnitt ergaben lokalkinematische Analysen an beiden Grabenrandverwerfungen sinistrale Blattverschiebungsbewegungen von 1 bis 3.5 km, die

zeitlich in das Jungtertiär bis Quartär zu stellen sind (RUHLAND, 1974; KESSLER & LEIBER, 1980; LAUBSCHER, 2003).

Der Gesamtbetrag der Seitenverschiebung entlang dem ORG ist großen Variationen unterworfen. Im nördlichen ORG verlaufen NE-SW-orientierte geomagnetische Anomalien vermutlich variszischen Ursprungs ohne Änderung ihrer Orientierung oder erkennbaren Lateralversatz über den Graben hinweg (BOSUM & ULLRICH, 1970). Dies engt dort den Höchstbetrag der möglichen Seitenverschiebung zwischen westlicher und östlicher Schulter auf die maximale Auflösung von ca. 3 bis 4 km für die geomagnetischen Verfahren ein (MEIER, 1989). Auf der Höhe des zentralen Grabensegments tritt dagegen ein sinistraler Versatz der LBZ an der Riftstruktur von ca. 30 km auf. Dort deutet die Mächtigkeitsverteilung der ältesten Riftsedimente auf eine strukturelle Kontrolle sowohl durch Schwächezonen im Streichen der LBZ als auch durch NNE-SSW orientierte Strukturen in der Grabenmitte hin (Abb. 2.6). Der linkslaterale Versatz der LBZ wird an den grabenparallelen Strukturen lokalisiert, die sich auch weiter südlich unter den Grabenablagerungen durch den Versatz gravimetrischer und magnetischer Anomalien abzeichnen (EDEL & FLUCK, 1989). Einige dieser linearen Strukturelemente treten schließlich als diskrete Störungen in der westlichen Grabenschulter der Vogesen zutage. Diese Verwerfungen akkommodieren in der westlichen Grabenflanke allein mehr als ca. 20 km des Versatzbetrages, wobei die sinistrale Verschiebung an diesen Schwächezonen innerhalb permokarboner Gesteinseinheiten auf null zurückgeführt wird (RUHLAND, 1974; MAASS, 1988; EDEL & FLUCK, 1989).

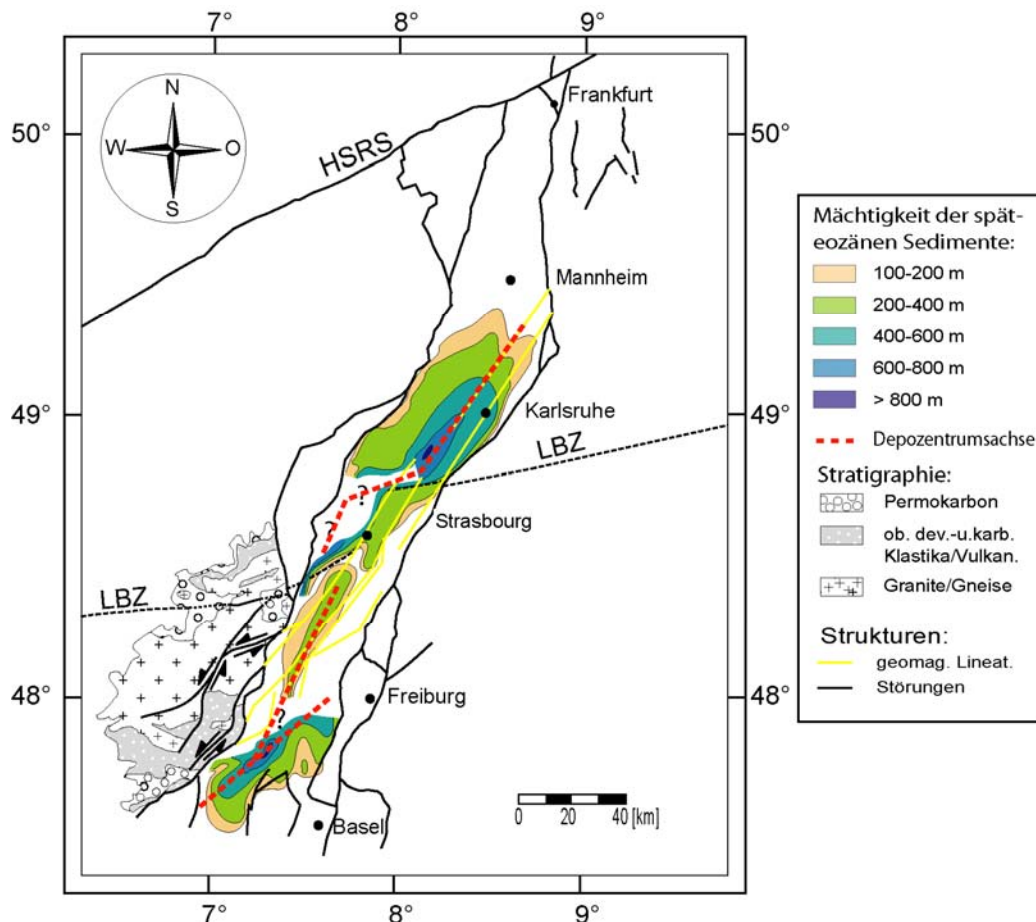


Abb. 2.6: Mächtigkeitsverteilung der ältesten Synriftsedimente aus dem späten Eozän (Lymnänenmergel, basale Abfolgen der Salzformation) nach DOEBL (1967, 1970); geomagnetische Lineationen nach EDEL & FLUCK (1989); Depozentrenachsen nach ROLL (1979) und SCHUMACHER (2002); nur prämesozoische Abfolgen der Vogesen nach EISBACHER et al. (1989) dargestellt.

Die dominant paläozoische Aktivität dieser Störungen ist des weiteren augenfällig an den E-W-verlaufenden Grenzen zwischen mesozoischen Formationen unter der Grabenfüllung. Die Darstellung in SITTLER (1965) zeigt für den zentralen Grabenabschnitt keinerlei Lateralversatz der Prärfiteinheiten durch die querenden NNE-SSW-orientierten Schwächezonen (siehe auch Abb. 5.2). Die linksseitige Verschiebung der LBZ von ca. 30 km darf folglich nicht zur Abschätzung känozoischer Lateralversätze entlang dem oberrheinischen Riftsystem verwendet werden. Zumindest große Anteile dieses Betrages sind auf tektonische Prozesse vor Beginn der Riftentwicklung im Känozoikum zurückzuführen.

2.4 Thermische Struktur

2.4.1 Wärmeﬂuß an der Erdoberfläche

Der Grabenblock weist rezent Wärmeﬂüsse an der Erdoberfläche zwischen 65 und 140 mW/m² auf (Abb. 2.7; HAENEL & STAROSTE, 1988). Diese große Bandbreite ist auf ein in allen Grabenbereichen vorhandenes Fluidkonvektionssystem zurückzuführen, wobei vor allem im zentralen Grabenabschnitt ausgeprägte Wärmeanomalien im Bereich obiger Extremwerte verursacht werden (DOEBL & TEICHMÜLLER, 1979; CLAUSER & VILLINGER, 1990; SCHELLSCHMIDT & CLAUSER, 1996). Die Angaben zum konduktiven Wärmeﬂuß an der Grenze Prärift-/Synriftsediimente schwanken zwischen 70 und 100 mW/m² (CERMAK et al., 1991; LYSAK, 1992; DELLA VEDOVA et al., 1995). Sie besitzen aber aufgrund der stark variierenden Meßdichte und Mittelung der Daten über die gesamte Riftstruktur keine Aussagekraft.

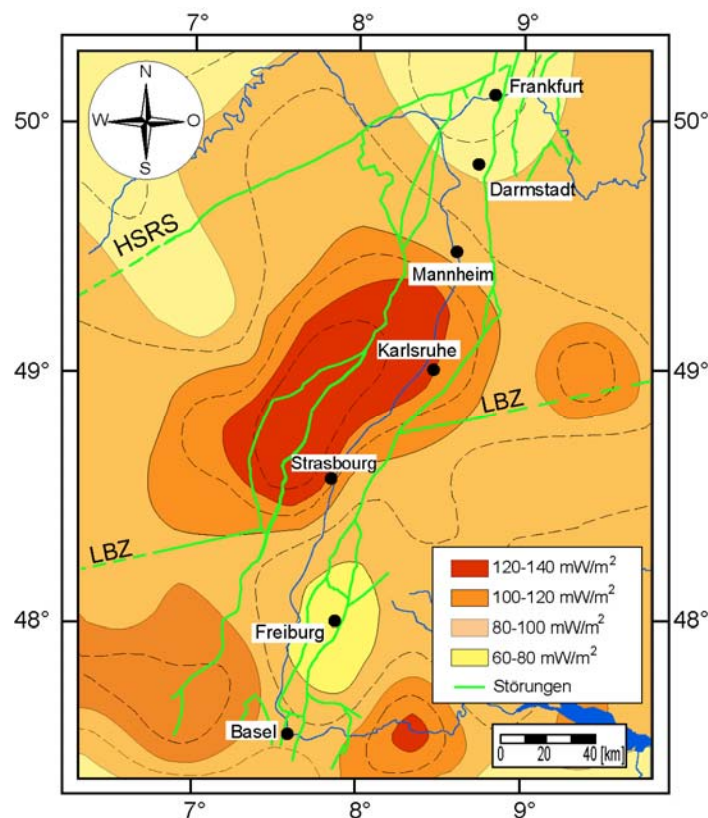


Abb. 2.7: Wärmeﬂuß an der Erdoberfläche im ORG-Gebiet nach HAENEL & STAROSTE (1988).

Zu den Riftschultern liegen lediglich auf der Höhe des südlichen Grabenabschnitts flächendeckend Wärme flu ßdaten vor, die eine Interpretation der thermischen Struktur in den Grabenflanken erlauben. Dort ist der Wärme flu ß auf der westlichen Grabenschulter mit 90 bis 110 mW/m² höher als auf der östlichen mit 70 bis 90 mW/m² (Abb. 2.7). Diese asymmetrische Verteilung des Oberflächenwärmeflusses ist wahrscheinlich durch die hohen Gehalte wärmeproduzierender Elemente in den flachkrustalen Graniten im Westen gegenüber der geringeren radiogenen Wärme erzeugung in den Gneisen und Graniten im Osten verursacht (ROYER & DANIS, 1988).

Der Vergleich von Wärme flu ßdaten für Riftschulter und Grabenblock auf Basis der Abb. 2.7 zeigt, daß zumindest im südlichen ORG-Gebiet der Graben sich nicht durch einen erhöhten Oberflächenwärmeflu ß gegenüber den Schulterbereichen auszeichnet. Dagegen hebt sich im zentralen ORG deutlich eine positive Wärmeanomalie hervor. Für diesen Grabenabschnitt unterbleibt dennoch ein Vergleich der Wärme flu ßdaten Riftschulter/Grabenblock aufgrund des überragenden Einflusses von konvektivem Wärmetransport auf das oberflächennahe Temperaturfeld in dieser Region.

2.4.2 Temperaturgradient und Mohotemperaturen

Der vertikale Temperaturgradient innerhalb der Grabensedimente schwankt zwischen < 30 °C/km und 110 °C/km. Er geht innerhalb der mesozoischen Präriftsedimente und des Grundgebirges auf Werte von < 30 °C/km zurück (SCHELLSCHMIDT & CLAUSER, 1996). Diese Abnahme des Temperaturgradienten ist durch einen Übergang von Konvektion innerhalb der Grabensedimente zu konduktivem Wärmetransport im Grundgebirge bedingt (PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT, 2000). Die Temperaturverteilung wird folglich nur innerhalb der wenige km mächtigen Grabensedimente durch fluidkonvektive Prozesse bestimmt. Somit kann von einem dominanten Wärmetransport durch Konduktion und Advektion im ORG-Gebiet ausgegangen werden.

Die rezenten Mohotemperaturen in Mitteleuropa wurden mit P- und S-Wellentomographie sowie über Tiefenextrapolation der gemessenen geothermischen Gradienten auf < 600 bis < 700 ° C mit einer Fehlerbreite von ± 100° abgeschätzt (DEICHMANN & RYBACH, 1989; BANDA & CLOETINGH, 1992; GOES et al., 2000). Explizite Angaben für die Mohotemperaturen getrennt nach Schulter- und Grabenbereich des ORG liegen vermutlich wegen der hohen Fehlerbreite in den Kalkulationen beider Verfahren nicht vor. Temperaturabschätzungen der petrologischen Thermobarometrie an unterkrustalen und mantellithosphärischen Xenolithen der jungtertiären Vulkanprovinzen ergaben weit höhere Temperaturen als die oben genannten. Die Ergebnisse dieser Methode spiegeln allerdings eher die P-T-Bedingungen vergangener orogener Prozesse als die rezente thermische Struktur der Lithosphäre wider (HUCKENHOLZ & WERNER, 1990; MENGEL, 1992).

2.4.3 Mächtigkeit der thermischen Lithosphäre

Daten der Magnetotellurik und der teleseismischen Tomographie weisen übereinstimmend auf rezente Mächtigkeiten der thermischen Lithosphäre im ORG-Gebiet von 60 bis 90 km bei einer Unsicherheit von ± 10 km hin (Abb. 2.8; BABUŠKA & PLOMEROVÁ, 1992; PRODEHL et al., 1992). Der ORG verursacht keinerlei Perturbationen im seismischen Geschwindigkeitsmodell bis in mehrere 100 km Tiefe (PASSIER & SNIEDER, 1996; GOES et al., 2000; LOPEZ CARDOSO, 2004). Somit ist eine rezente Plumestruktur unter dem ORG auszuschließen (GRANET et al., 2000; ACHAUER & MASSON, 2002). Dieser Befund wird durch die Inversion Bouguerscher Anomalien im ORG und angrenzenden Gebieten gestützt, für deren Deutung ebenfalls keine mit dem rifting im ursächlichen Zusammenhang stehende thermische Quelle unter dem Graben notwendig ist (GUTSCHER, 1995). Die niedrigere Mächtigkeit der thermischen Lithosphäre im nördlichen ORG ist vermutlich auf eine konvektive Erosion der Mantellithosphäre durch einen Plume zurückzuführen, der sich unter dem Rheinischen Massiv befindet (RITTER et al., 2001).

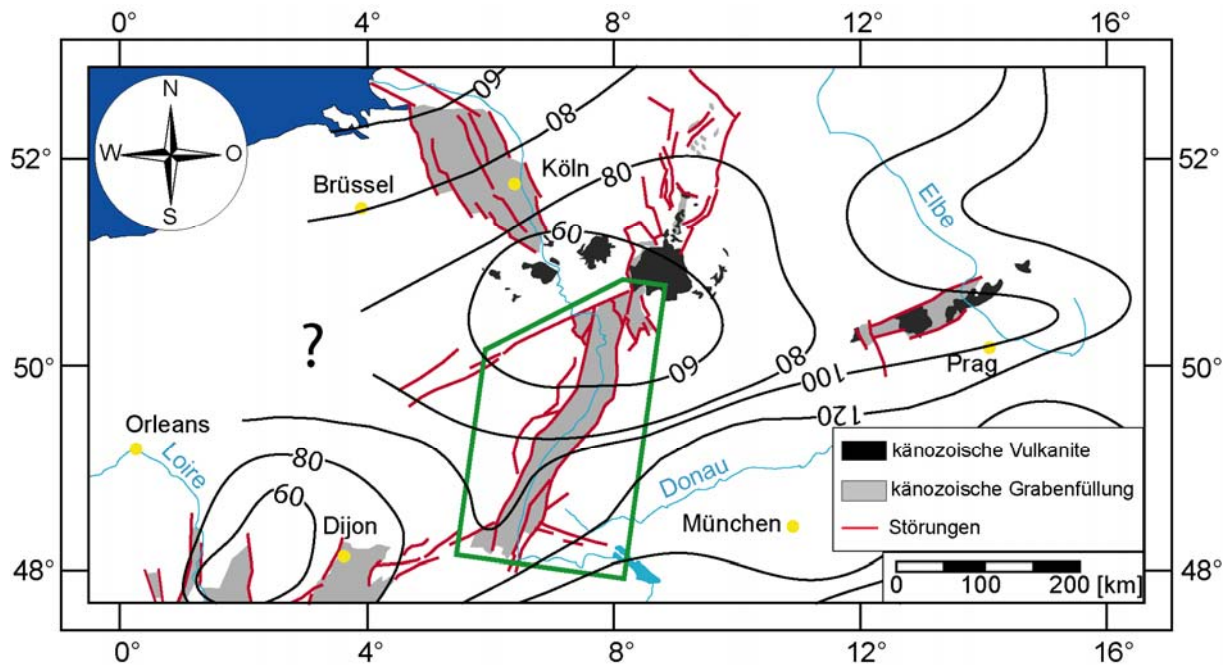


Abb. 2.8: Mächtigkeit der thermischen Lithosphäre in Mittel- und Westeuropa nach BABUŠKA & PLOMEROVÁ (1992); Zahlenangaben in [km]; ORG grün eingrahmt.

In Abb. 2.8 verlaufen die Linien gleicher Mächtigkeit der thermischen Lithosphäre schräg zur Streichrichtung des ORG. Eine durch das rifting veranlaßte Aufwölbung der Lithosphären-Asthenosphärenengrenze parallel zum Grabenbruch ist rezent über die Fehlerbreite von 10 km hinaus nicht feststellbar. Der ORG hebt sich demnach im Oberen Mantel nicht als eine positive thermische Anomalie hervor, wie es Wärme flußmessungen bereits für das flachkrustale Niveau belegen (Kap. 2.4.1).

2.5 Tektonisches Inventar im ORG-Gebiet

Die Strukturbildung im ORG-Gebiet erfolgte im späten Paläozoikum, sodaß geographische Lage und Verlauf des ORG durch vorhandene Schwächezonen vorgezeichnet waren (CHOROWICZ & DEFONTAINES, 1993; SCHUMACHER, 2002). Im folgenden wird ein Überblick der präexistierenden Störungssysteme im ORG-Gebiet gegeben. Die Ausführungen folgen im wesentlichen den zusammenfassenden Darstellungen in SCHUMACHER (2002).

2.5.1 Strukturelle Vorzugsrichtungen

Mit dem Beginn der oberrheinischen Riftentwicklung waren bereits strukturelle Trends verschiedener Richtungen vorhanden. Zuvor angelegte Schwächezonen in grabenparalleler Richtung sind in allen Grabenabschnitten nachweisbar. Im Gegensatz hierzu stellen präexistierende Störungen anderer Streichrichtungen vor allem nahe den nördlichen und südlichen Grabenenden die dominierenden Strukturen dar. Als strukturelle Trends treten im ORG-Gebiet vorwiegend auf:

1) ENE-WSW bis NE-SW streichend

Schwächezonen dieser Orientierung bilden die Grenzen zwischen verschiedenen tektonometamorphen Einheiten des mitteleuropäischen Variszikums (HSRS, LBZ) sowie permokarboner Horst- und Grabenstrukturen. Unter der Grabenfüllung im südlichsten Riftabschnitt sind aufgrund geomagnetischer und teleseismischer Daten eine Vielzahl weiterer NE-SW- bis ENE-WSW-streichender Lineamente erfaßt, die ebenfalls als Randverwerfungen von unter jüngeren Sedimenten verborgenen Permokarbontrögen interpretiert werden (DIEBOLD & NOACK, 1997; LOPEZ CARDOSO, 2004).

2) WNW-ESE bis NW-SE-streichend

Störungen dieser Streichrichtung sind im ORG-Gebiet im wesentlichen auf den nördlichen Riftabschnitt und angrenzende Schulterbereiche beschränkt (ANDERLE, 1974; MEIER, 1989). Sie setzen sich unter Bildung von kleinmaßstäblichen Horst- und Grabenstrukturen in das nördlich sich anschließende Rheinische Massiv fort (ANDERLE, 1974). Die Anlage von Störungen in NW-SE-Orientierung datiert in das Obere Visé bis Unteres Oberrotliegend und wird mit der orogenparallelen Extension von Teilen der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und des Vorlandbeckens sowie der Entstehung des nachfolgenden Saar-Nahe-Becken assoziiert (HENK, 1993; EDEL & WEBER, 1995; ONCKEN, 1997).

3) um NNE-SSW-streichend

Ein unter den Riftsedimenten verlaufendes Scherzonensystem paläozoischen Alters ist aufgrund der unterschiedlichen sedimentologischen, strukturellen und metamorphen Evolution beider Flankenbereiche entlang der gesamten Riftstruktur wahrscheinlich (EDEL & WEBER, 1995). Auf der Höhe des südlichen Grabenabschnitts ist dies in den lithofaziellen Unterschieden und großen Mächtigkeitsdifferenzen der oberdevonischen bis unterkarbonischen Abfolgen zwischen beiden Grabenschultern dokumentiert (KRECHER, 2003). Im Bereich des zentralen und nördlichen ORG ist die ungleichartige Entwicklung der Grabenschultern augenfällig in der Petrographie der dort anstehenden Gesteinsassoziationen. Den variszischen Inselbogen-Granitoiden in Mittelkrustenposition des östlich gelegenen Odenwalds (ALTHERR et al., 1999) stehen westlich

des ORG noch altersgleiche Sedimente des Vorlandbeckens und/oder Intraarc-Bereichs gegenüber (FLÖTTMANN & ONCKEN, 1992). Die stark voneinander abweichende tektonometamorphe Evolution beider Riftflanken während der variszischen Orogenese zwingen zur Annahme eines überregionalen Scherzonensystems entlang dem ORG bereits vor der känozoischen Riftentwicklung (FLÖTTMANN & ONCKEN, 1992; EDEL & WEBER, 1995; KROHE, 1996). Die Existenz einer solchen tektonischen Großstruktur unter den Grabensedimenten ist angezeigt durch den Versatz magnetischer und gravimetrischer Anomalien an grabenparallelen linearen Strukturen (EDEL & FLUCK, 1989). Diese Lineamente treten teilweise in den Vogesen und dem Odenwald unter der Grabenfüllung hervor und entsprechen dort Störungen spätpaläozoischer Aktivität (siehe auch Abb. 2.6; MAASS, 1988; HESS & SCHMIDT, 1989; KROHE, 1992).

Über die Darstellung von SCHUMACHER (2002) hinaus ermöglichen weitere Daten zur Präriftentwicklung im ORG-Gebiet, die Randverwerfungen des Grabens selbst als Teil des präexisten-ten Scherzonensystems zu verfolgen (Abb. 2.9). Als Informationen hierfür dienen:

- vulkanische Gänge und Deckenergüsse des Oberkarbons und Perms
Sie konzentrieren sich entlang der Randverwerfungen (PRIER, 1969; FAHLBUSCH, 1975; KESSLER & LEIBER, 1980; FLÖTTMANN & ONCKEN, 1992).
- Begrenzung überregionaler Schwereanomalien
Im nördlichen Grabenabschnitt enden das Kraichgau-Schwerehoch der östlichen Grabenschulter und das Pfälzer Schwerehoch der westlichen Riftflanke abrupt an den Grabenrändern. Im Grabenblock finden sich keine Fortsetzungen dieser positiven Schwereanomalien, die vermutlich Terranen cadomischen Alters entsprechen (EDEL & FLUCK, 1989; EDEL & WEBER, 1995).
- Mächtigkeitsvariationen quer zu den Randverwerfungen
Sie belegen eine synsedimentäre Aktivität im Rotliegenden und Mittleren Jura (ILLIES, 1962; FALKE, 1971; MARELL, 1989; MÜLLER, 1996)

Die Voranlage der östlichen Randverwerfung kann anhand dieser Indikatoren fast durchgehend vom nördlichen Ende des ORG bis nahe der Stadt Freiburg im südlichen Grabenabschnitt belegt werden. Die westliche Randverwerfung ist im südlichen Riftsegment und in Teilen des nördlichen Grabenabschnitts als präexistente Schwächezone identifiziert. Beide Randstörungen sind damit vorwiegend über jene Abschnitte als präexistent nachgewiesen, in deren Hangenden während der Grabenevolution eine Akkumulation der maximalen Sedimentmächtigkeiten stattfand. Damit darf vermutet werden, daß neben der geographischen Lage und Verlauf des ORG auch die Beckengeometrie und Riftpolarität durch bereits existierende Schwächezonen maßgeblich beeinflußt wurde.

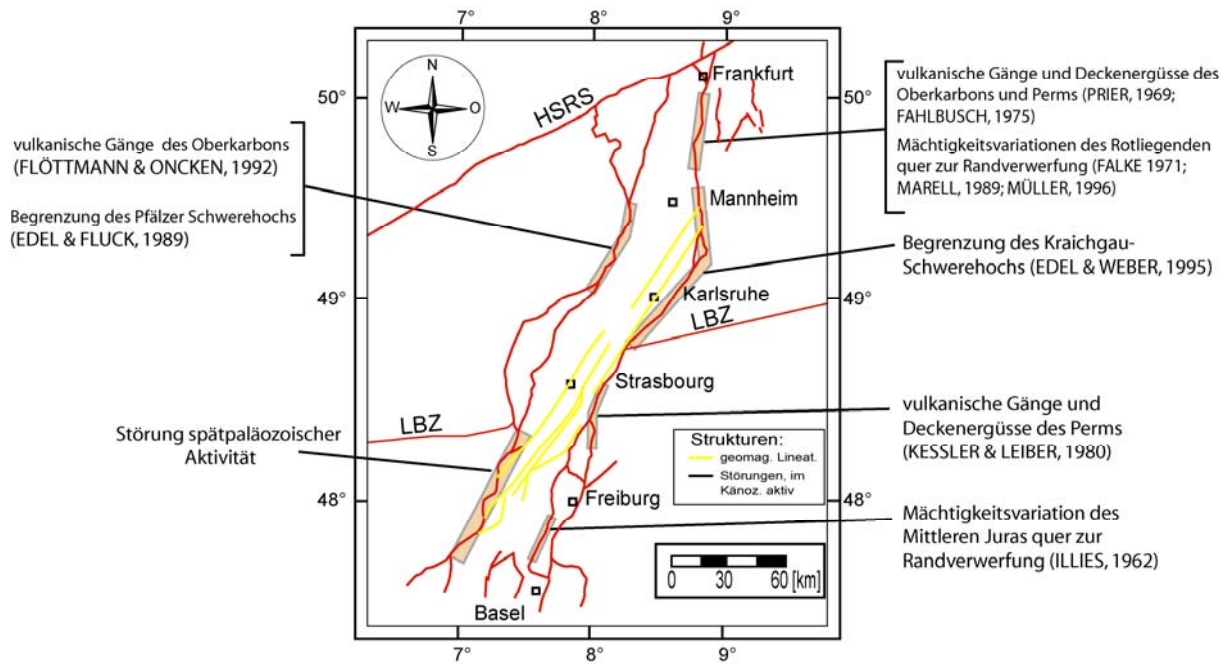


Abb. 2.9: Hinweise auf eine Präexistenz der ORG-Randverwerfungen.

2.5.2 Tektonischer Rahmen am Nord- und Südende des ORG

Tektonischer Rahmen an der südlichen Begrenzung

Die Region im Übergang Schweizer Jura – südlicher ORG ist durch zahlreiche Scherzonen jungpaläozoischen Alters in ungefähre ENE-WSW-Richtung gekennzeichnet (EDEL & FLUCK, 1989). Graben- und Horststrukturen zeigen in diesem Bereich meist ein vom allgemeinen NNE-SSW-Trend des ORG abweichenden Verlauf. Die Mächtigkeitsverteilung känozoischer Sedimente folgt den schräg zum ORG orientierten tektonischen Strukturen und legt eine Interaktion zwischen den grabenparallelen Störungen und dem strukturellen ENE-WSW-Trend nahe (USTASZEWSKI et al., 2005). Umfassende Darstellungen über die Entwicklung der Schichtfolgen und Strukturen in dieser Region finden sich bei LOPEZ CARDOSO (2004), ROTSTEIN et al. (2005), sowie USTASZEWSKI et al. (2005).

Tektonischer Rahmen des nördlichen ORG

Darstellungen des Strukturinventars und dessen zeitliche Abwicklung liegen nur für einzelne Regionen des nördlichen ORG-Gebietes vor. Nachfolgend werden diese Beobachtungen zu einem zusammenfassenden Abriß der Strukturen und der Kinematik im nördlichen ORG verknüpft.

Im nördlichen ORG-Gebiet ist das Gebiet känozoischer Extension und Subsidenz beträchtlich erweitert und umfaßt auch das Mainzer Becken und die Hanau-Seligenstädter Senke. Diese Ausweitung von einem Graben zu mehreren störungskontrollierten Becken fällt mit der Aktivierung weiterer, bereits vorhandener Störungssysteme neben der ORG-parallelen Richtung zusammen. Dabei wurde westlich der östlichen Randverwerfung ein anderer struktureller Trend zur Lokalisierung der Extension benutzt als östlich dieser Störung.

Östlich des ORG wurde die känozoische Extension an N-S-streichenden Abschiebungen akkommodiert (Abb. 2.10). Sie begrenzen die Hanau-Seligenstädter Senke und setzen sich in den südlich

gelegenen Odenwald fort. Dort enden sie an der NE-SW-verlaufenden Transferzone Wiesloch-Buchen (BECKSMANN, 1969). Nach Norden leiten diese Störungen in die Bruch- und Grabenstrukturen der Hessischen Senke über. Während die Detailstruktur der Hanau-Seligenstädter Senke durch refraktionsseismische Untersuchungen erfaßt werden konnte (z. B. BLUM, 1987), gibt es gegensätzliche Auffassungen über Raumlage und Tiefenerstreckung der meisten Störungen im Odenwald (vgl. BECKSMANN, 1969; BACKHAUS, 1987). In Abb. 2.10 sind nur die Abschiebungen mit gesicherten Kenntnissen über den oberflächennahen Tiefenverlauf verzeichnet. Das Minimalalter der meisten N-S-Störungen kann aufgrund von bedeutenden Mächtigkeitsvariationen quer zu ihrem Streichen mit Oberem Rotliegend angegeben werden (MARELL, 1989). Ihre känozoische Aktivität wird in das obere Chatt und Aquitan gestellt (GOLWER, 1968; KOWALCZYK et al., 1978; DIEDERICH, 1987).

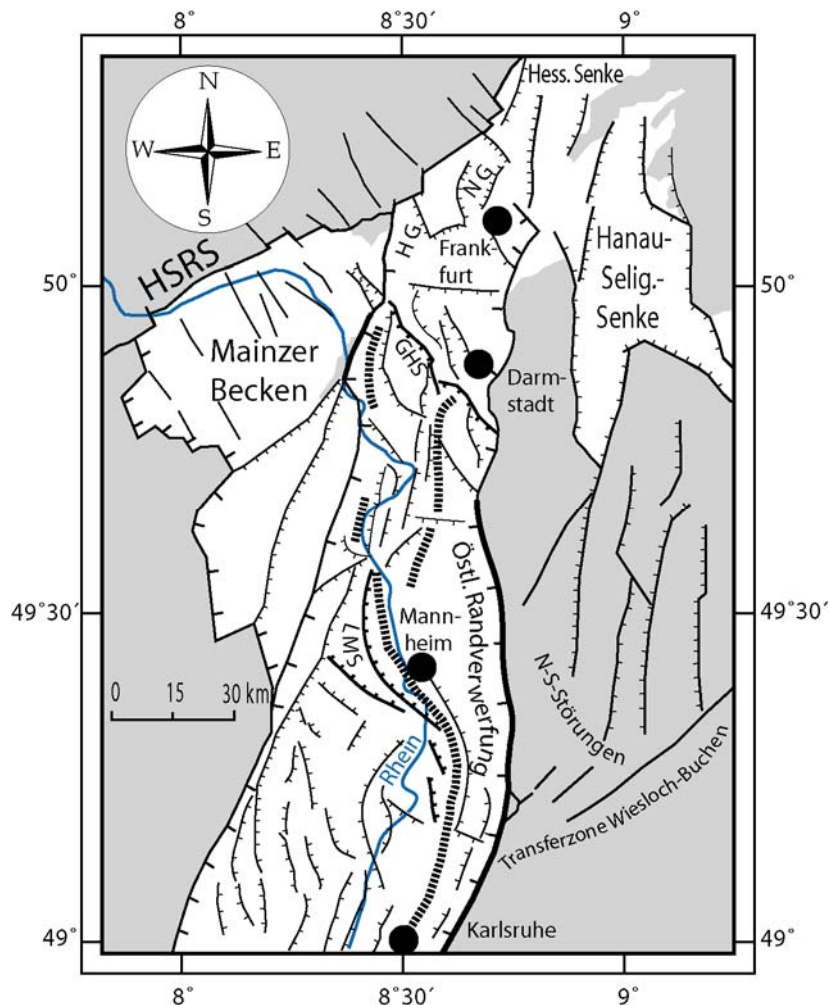


Abb. 2.10: Tektonischer Rahmen des nördlichen ORG-Gebietes, Hauptverwerfungen dick eingezeichnet, Depozentrenachsen für alle Grabensedimente gestrichelt; schattiert: Präkänozoikum, weiß: Känozoikum; GHS: Gräfenhäuser Störungszone; LMS: Ludwigshafener-Mannheimer Störungszone; HG: Hattersheimer Graben, NG: Niddagraben; Karte zusammengestellt nach STRAUB (1962), SCHAD (1964), FALKE & SONNE (1967), ANDERLE (1968) und MEIER (1989); Namen der Störungen und Gräben nach MEIER (1989).

Westlich der östlichen Randverwerfung, im Mainzer Becken und im ORG nördlich von Karlsruhe, tritt das NW-SE-orientierte Strukturinventar zu den riftparallelen Schwächezonnen hinzu. Entlang des Grabenabschnitts scheinen die NW-SE-orientierten Störungen von Süden nach Norden zunehmend die Depozentrenverteilung der Riftsedimente zu bestimmen. So dominiert zwischen

Karlsruhe und Mannheim ein ungefährer N-S-Verlauf der Störungen schräg zur NNE-SSW-Orientierung des Rifts (SCHAD, 1962; STRAUB, 1962). Bei Mannheim findet die Verlagerung der Depozentrenachse in die Grabenmitte bereits im Hangenden von NW-SE-streichenden Störungen statt (Ludwigshafener-Mannheimer Störungszone; Abb. 2.10). Zwischen Darmstadt und der HSRS liegen nunmehr fast ausschließlich NW-SE-orientierte Störungen vor. Dominierendes Störungselement in diesem Gebiet ist die seismisch aktive Gräfenhäuser Störungszone (GHS), an der eine drastische Mächtigkeitsreduktion der Grabenfüllung bis auf wenige 100 m im nördlich gelegenen Liegenden beobachtet wird (ANDERLE 1968; PLAUMANN, 1991). In Richtung HSRS finden an Störungen gleicher Orientierung weitere Mächtigkeitsabnahmen statt, sodaß nahe der HSRS grabenparallel nur noch kleinmaßstäbliche Grabenstrukturen mit stark kondensierten Abfolgen der Riftsedimente existieren.

Während der oberrheinischen Riftentwicklung wurde die Extension und Subsidenz auch an präexistente Störungen lokalisiert, deren Orientierungen schräg zum ORG verlaufen. Diese strukturellen Vorzugsorientierungen treten dominant im nördlichen Grabenabschnitt und in der Region Schweizer Jura - südlicher ORG hervor. In beiden Gebieten führte der räumliche Transfer der Extension auf diese Störungen zu einer Ausweitung des von rifting betroffenen Bereichs in die Schulterbereiche des ORG. Gleichzeitig wird im eigentlichen Graben eine Auflösung des Riftsystems in kleinmaßstäbliche Horst- und Grabenstrukturen beobachtet. Deren Orientierung ist häufig an die schräg zum ORG verlaufenden Schwächezonen gebunden.

Geometrische Bilanzierungen von MEIER (1989) zeigen, daß zumindest im nördlichen ORG der Transfer von Extension aus dem eigentlichen Graben bedeutend ist. Vermutlich mehr als ein Drittel der grabensenkrechten Extension von 6.5 km werden an Störungen im Odenwald, im Mainzer Becken sowie in der Hanau-Seligenstädter Senke aufgenommen.

2.6 Geodynamische Entwicklung

2.6.1 Kinematik und Spannungsfelder

Die Entwicklung des ORG-Gebiets im Känozoikum verlief synchron mit der Kollision zwischen Europa und der von Gondwana stammenden Terrancollage (DÉZES et al., 2004). Eine Interaktion zwischen den orogenen Bewegungen im Alpen- und Pyrenäenraum und dem nördlichen Vorland ist durch die Inversionen von Beckenstrukturen in ganz West- und Mitteleuropa seit der späten Kreide dokumentiert (ZIEGLER, 1987). Für die Zeit unmittelbar vor und während der oberrheinischen Rift-evolution ab dem mittleren Eozän ist es jedoch noch nicht gelungen, Änderungen in der geodynamischen Entwicklung im Alpen- und Pyrenäenraum in einen allgemein akzeptierten kausalen Zusammenhang mit der tektonosedimentären Evolution des ORG zu bringen. Im folgenden werden die verschiedenen Arbeitshypothesen zur geodynamischen Entwicklung des ORG in ihren wesentlichen Aussagen vorgestellt.

2.6.1.1 Arbeitshypothesen zur geodynamischen Entwicklung

Die Mehrzahl der Modellvorstellungen geht von einer polyphasen Entwicklungsgeschichte des ORG aus, die durch wiederholte Umorientierungen des regionalen Spannungsfelds und der Reaktivierung präexistenter Störungssysteme im ORG-Gebiet kontrolliert sei. Die Erklärungsansätze unterscheiden sich in ...

- der Orientierung der Hauptnormalspannungen,
- der Anzahl der Phasen und
- der Kinematik während der einzelnen Phasen.

Kinematik und Spannungsfeld der Hypothesen sind graphisch in Tafel 1 dargestellt.

- Studien von ILLIES (1975) und BUCHNER (1981)

Die Richtung der Hauptnormalspannung σ_1 wurde aus der Orientierung von Horizontalstyolithen und von magmatischen Gängen tertiären Alters in Südwestdeutschland abgeleitet.

Es wird eine Entwicklung des ORG in zwei Phasen vorgeschlagen. Für den Beginn der Riftentwicklung im späten Priabon sowie für das Oligozän wurde eine ungefähre WNW-ESE-Ausrichtung von σ_3 ($\sigma_1 = \sigma_H$) orthogonal zum ORG ermittelt. Die Hauptnormalspannung σ_3 schwenkte mit dem Beginn des Miozäns in die heutige NE-SW-Orientierung. Die oligozäne Extension wurde demnach zur Oligozän-Miozänwende von einem sinistralen Blattverschiebungsregime abgelöst. Angaben zu den Ursachen für die Riftentstehung im späten Priabon liegen nicht vor.

- Studien von BERGERAT (1985) und SCHUMACHER (2002)

Die Modellvorstellung von BERGERAT (1985) basiert auf Störungsflächenanalysen zum Zweck der Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern. In die Studie gingen Daten aus dem ORG-Gebiet, den tertiären Extensionsstrukturen Ostfrankreichs sowie von der Südwestdeutschen Großscholle ein.

Die jüngere Studie von SCHUMACHER (2002) verknüpft die strukturanalytischen Daten von BERGERAT (1985) mit den zeitlich-räumlichen Veränderungen in der Mächtigkeitsverteilung der Riftsedimente. Er leitet im wesentlichen die gleiche polyphase Entwicklung des ORG ab wie BERGERAT (1985), bietet aber aufgrund veränderter stratigraphischer Einteilung der Riftsedimente eine aktualisierte zeitliche Einordnung der einzelnen Phasen.

Es wird eine Entwicklung des ORG in vier Abschnitten vorgeschlagen:

1. Im späten Priabon dominiert ein Blattverschiebungsregime ($\sigma_2 = \sigma_v$). Durch die Rotation der Kompressionsrichtung von N-S auf NNE-SSW-Richtung kommt es zur Reaktivierung von präexistente ENE-WSW- sowie NNE-SSW-streichenden Störungen als Abschiebungen bzw. Blattverschiebungen. An den Kreuzungspunkten dieser Störungen bilden sich im südlichen und zentralen Grabenabschnitt lokale Subsidenzzentren. Die Lage und Form der Depozentren entsprechen jene der permokarbonen Tröge.
2. Im Rupel liegt ein Abschiebungsregime ($\sigma_1 = \sigma_v$) im gesamten Graben vor. Eine dominant WNW-ESE-gerichtete Extension vollzieht sich orthogonal zum ORG. Es findet Sedimentation im ganzen Graben statt.
3. Für das Chatt wird erneut ein Blattverschiebungsregime ($\sigma_2 = \sigma_v$) angenommen. Die NE-SW-Ausrichtung von σ_1 reaktiviert die grabenparallelen Verwerfungen als dextrale Blattverschiebungen. Der zentrale Grabenabschnitt fungiert aufgrund seiner mehr nordöstlichen Orientierung als befreiende Krümmung, in der sich nun die höchsten Sedimentmächtigkeiten akkumulieren.
4. Vom frühen (mittleren?) Aquitan bis rezent bleibt das Blattverschiebungsregime ($\sigma_2 = \sigma_v$) erhalten. Die NW-SE-Orientierung von σ_1 führt nun vornehmlich zu sinistralen Blattverschiebungen entlang dem ORG. Der zentrale ORG unterliegt als blockierende Krümmung der Transpression, während im nördlichen ORG Transtension vorherrscht.

- Studie von MICHON et al. (2003)

Der Interpretation von MICHON et al. (2003) liegt ebenfalls ein strukturanalytischer Datensatz (vgl. MICHON, 2000) und die Beobachtung von Depozentrenverlagerungen im Raum und Zeit zugrunde. Im Gegensatz zu BERGERAT (1985) ist die Datendichte erheblich geringer, die Datenbasis umfaßt allerdings fast alle känozoischen Riftstrukturen im westlichen und nördlichen Vorland der Alpen bis zur Nordsee und dem Böhmischem Massiv. Darüber hinaus wird versucht, die Änderung der tektonosedimentären Verhältnisse in den Grabenstrukturen mit Änderungen in der Konvergenzrichtung und -rate im Alpen- und Pyrenäenraum zu korrelieren.

MICHON et al. (2003) nehmen eine dreiphasige Entwicklung für das ORG-Gebiet an. Als Unterschiede zum Modell von SCHUMACHER (2002) treten auf: Es gibt keine Hinweise auf ein dextrales Blattverschiebungsregime im Chatt. Das Abschiebungsregime vollzieht sich somit im Rupel und im Chatt. Die Entstehung des ORG im späten Priabon wird auf den erneuten Aufbau kompressiver N-S-Spannungen zurückgeführt, für die die erhöhte Konvergenzrate im Alpenraum ursächlich ist.

- Studie von BEHRMANN et al. (2003)

Der Erklärungsansatz von BEHRMANN et al. (2003) basiert auf der Entwicklung eines kinematischen Modells für das Oligozän und Neogen. Die Interpretation gründet auf lokaler dreidimensionaler Retrodeformation eines Grabenteilbereichs im südlichen Riftsegment.

		Illies/Buchner		Schumacher/Bergerat		Michon et al.		Behrmann et al.		Dèzes et al.	
Chrono-stratigraphie		Kinematik	Spann.-Feld	Kinematik	Spann.-Feld	Kinematik	Spann.-Feld	Kinematik	Verformungs-achsen	Kinematik	Spann.-Feld
Quartär											
Pliozän	Piac./Gelas.										
	Zancl										
Miozän	Messin										
	Torton										
	Serravall										
	Langh										
	Burdigal										
	Aquitän										
Oligozän	Chatt										
	Rupel										
Eozän	Priabon										
	Barton			keine Angaben							

Tafel 1: Zusammenfassung der geodynamischen Modellvorstellungen zur ORG-Entwicklung; schwarz: σ_1 ; grau: σ_2 ; weiß: σ_3 ; unausgefüllte Pfeile: Streckungsachse. Trennlinien (rot) zeigen ungefähren Zeitraum für den Wechsel zwischen den verschiedenen Spannungsverformungsregimes an.

Der ORG wird als eine Extensionsstruktur aufgefaßt, bei der es während der gesamten Riftentwicklung dominant zu Blattverschiebungsbewegungen an den grabenparallelen Störungen kam. Dementsprechend wird für die Riftphase im Oligozän eine Streckungsachse in 80°-Richtung vorgeschlagen, die mit Beginn des Miozäns in die heute vorliegende Orientierung von 60° rotierte (ENE-WSW bis NE-SW). Angaben zu den Ursachen für die Riftentstehung im späten Priabon liegen nicht vor.

- Studie von DÉZES et al. (2004)

Die Entstehung des Europäischen Känozoischen Riftsystems und des Alpen Orogens wird unter Verwendung paläotektonischer Karten West- und Zentraleuropas sowie retrodeformierten Profilschnitten durch diese Gebiete diskutiert.

DÉZES et al. (2004) vermuten wie MICHON et al. (2003) drei Phasen in der oberrheinischen Riftentwicklung. Das dextrale Blattverschiebungsregime im Chatt nach SCHUMACHER (2002) konnte ebenfalls nicht aus den Daten abgeleitet werden. Die Bildung des ORG im späten Priabon wird analog zu der Interpretation von MICHON et al. (2003) auf einen erneuten Aufbau kompressiver N-S-Spannungen zurückgeführt. Doch im Gegensatz zu MICHON et al. (2003) soll dieses Spannungsregime ($\sigma_2 = \sigma_v$) auch während des Rupel und Chatt erhalten bleiben, wobei die Extension in E-W-Richtung anstatt WNW-ESE erfolgt. Zwischen Aquitan und rezent decken sich die Aussagen der zwei Studien, wonach unter einer NW-SE-Kompression der ORG als sinistraler Blattverschiebungssystem wirksam ist.

Alle Modelle datieren den Beginn der oberrheinischen Riftentwicklung in das späte Eozän mit der Entstehung erster lokaler Subsidenzzentren im südlichen und zentralen Grabenabschnitt. Des weiteren bestehen identische Auffassungen über die Aktivität grabenparalleler Störungen als sinistrale Blattverschiebungen seit dem frühen Miozän. Die Unterschiede betreffen vor allem das tektonische Regime und die Orientierung der Hauptnormalspannungen während des Oligozäns sowie zur Zeit der Riftentstehung im späten Eozän.

2.6.1.2 Rezente Kinematik und Spannungsfeld

West- und Mitteleuropa mit dem ORG ist durch eine uniforme Orientierung der größten horizontalen Hauptnormalspannung σ_H um NW-SE gekennzeichnet (GÖLKE & COBLENTZ, 1996). Es existiert kein autonomes Spannungsregime im ORG-Gebiet (MÜLLER et al., 1992). Im ORG und den angrenzenden Gebieten nördlich der Alpen nimmt σ_H von positiven Werten im Schweizer Jura und südlichen ORG auf negative Beträge im Rheinischen Massiv ab (LARROQUE et al., 1987; BECKER & PALADINI, 1990). Dementsprechend dominiert bis zur maximalen Erdbebtiefe von 15 km im südlichen ORG ein Blattverschiebungsregime mit $\sigma_2 = \sigma_v$, während im nördlichen Grabensegment eine Kombination aus Blattverschiebungs- und Extensionsregime mit $\sigma_1 \approx \sigma_v$ bzw. $\sigma_2 \approx \sigma_v$ vorliegt (LARROQUE & LAURENT, 1988; DELOUIS et al., 1993).

Die Orientierungen der P-, T- und B-Achsen aus Herdflächenlösungen sind deckungsgleich mit den Richtungen der Hauptspannungsachsen des regionalen Spannungsfeldes (PLENEFISH & BONJER, 1997). Die Richtung des Versatzvektors auf einer Störungsfläche ist damit durch die Lage der Schwächezone relativ zum äußeren Spannungsfeld bestimmt. Die grabenparallelen Störungen des

südlichen Grabenabschnitts fungieren rezent dominant als sinistrale Blattverschiebungen (MAYER et al., 1997). Im zentralen Grabensegment zwischen Strasbourg und Karlsruhe besitzt diese Störungsorientierung zusätzlich aufschiebenden Charakter, weil der ORG in dieser Region eine stärker nordöstliche Streichrichtung aufweist (AHORNER, 1975; ILLIES & GREINER, 1979). Für den nördlichen ORG fehlen explizite Angaben über den Bewegungstyp grabenparalleler Störungen aufgrund der Unkenntnis über die potentielle Lage der Herdflächen (z. B. AHORNER & SCHNEIDER, 1974). Da der Isopachenverlauf quartärer Riftsedimente in NW-SE-Richtung ausgelängt ist, die sich mit der Orientierung der größten horizontalen Hauptnormalspannung σ_H deckt, werden NW-SE-streichende Abschiebungen im nördlichen ORG vermutet (AHORNER, 1983).

2.6.1.3 Kritische Vorbetrachtung der Arbeitshypothesen

Die Öffnungsgeschichte des ORG ist Gegenstand wissenschaftlicher Diskussion. Die Vorstellungen reichen von einer komplexen Entwicklung des ORG in vier Phasen (BERGERAT, 1985; SCHUMACHER, 2002) bis hin zu Hypothesen, nach denen die Ausrichtung der Streckungsachse während der gesamten Grabenevolution nahezu gleich blieb (z. B. BEHRMANN et al., 2003). Die Anwendung verschiedener Methoden mit unterschiedlicher regionaler Erhebung der Daten führte zu unterschiedlichen Auffassungen über die geodynamische Entwicklung des ORG. Vor diesem Hintergrund muß der Findung eines als allgemeingültig akzeptierten Modells die Definition von Entscheidungskriterien vorangehen, denen eine Arbeitshypothese über die Riftrevolution genügen muß.

Zeitliche Einordnung der Datensätze

Viele Arbeitshypothesen basieren auf strukturanalytischen Datensätzen (z. B. ILLIES, 1975; BUCHNER, 1981; BERGERAT, 1985). Die Datenerfassung erfolgte in präkänozoischen Einheiten. Kriterien für eine zeitliche Einordnung der Datensätze werden nicht angegeben (z. B. BERGERAT, 1985) oder liegen nur im lokaltektonischen Rahmen vor (in ILLIES, 1975; BUCHNER, 1981). Ein zeitlicher Bezug zur oberrheinischen Riftentwicklung kann demnach nur hergestellt werden, wenn in der Zeit zwischen dem Alter der Schichten, in denen die Strukturdaten erhoben wurden, und der ORG-Entstehung im jüngeren Eozän keine tektonischen Bewegungen erfolgten. Diese Annahme steht im krassen Widerspruch zur ausdrücklichen Feststellung aller (!) Modellvorstellungen, daß präexistierende Schwächezonen unterschiedlicher Orientierungen bedeutenden Einfluß auf die Entstehung und Evolution des ORG nahmen. Es ist daher geboten, eine Erhebung von strukturanalytischen Daten in Einheiten vorzunehmen, die einen möglichst zeitnahen Bezug zur oberrheinischen Riftentwicklung aufweisen. Alle anderen Datensätze sind besonders in Hinblick auf die Ableitung einer multiphasen Evolution des ORG sehr kritisch zu bewerten.

Regionalität der Datensätze

Für die geologische Vergangenheit wird in allen Modellen eine zeitliche Variabilität in der Orientierung des regionalen Spannungsfeldes und des tektonischen Regimes vermutet. Während einer Phase wurden allerdings beide Größen über das gesamte ORG-Gebiet als konstant erachtet. Im Gegensatz hierzu zeigen rezent die Hauptnormalspannungen unterschiedliche Richtungen und Werte entlang dem ORG (Kap. 2.6.1.2). Die Beobachtung der rezenten Verhältnisse zwingt zu einer Be-

schränkung der Modellvorstellungen auf das Gebiet der Datenerhebung oder zu einer Datenaufnahme in weiten Bereichen des ORG-Gebietes. Beiden Optionen genügen die ganzheitlichen Modellvorstellungen mit lokaler Datenbasis von ILLIES (1975), BUCHNER (1981) und BEHRMANN et al. (2003) nicht. Aber auch in den umfassenden Arbeiten von BERGERAT (1985), SCHUHMACHER (2002) und MICHON et al. (2003) weist die Datengrundlage für bestimmte Abschnitte der Riftevolution nur einen stark lokalen Bezug auf. Somit scheint auf der Basis des bisherigen Kenntnisstandes eher eine Zusammenführung als eine Gegenüberstellung der gewonnenen Teilergebnisse in Richtung auf ein allgemein gültiges Modell angezeigt.

Im folgenden wird eine Zusammenführung aus strukturgeologischen Beobachtungen im nördlichen ORG (Kap. 2.5.2) und den Daten von BERGERAT (1985) und SCHUMACHER (2002) vorgenommen. Damit können die gegensätzlichen Positionen über die Riftentwicklung angenähert und somit der Untersuchungsgegenstand für die nachfolgenden numerischen Simulationen vereinfacht werden.

BERGERAT (1985) und SCHUMACHER (2002) leiten aus Störungsflächenanalysen und der Mächtigkeitsverteilung von Sedimenten im Graben ein Blattverschiebungsregime für das Chatt ab. Die NE-SW-Ausrichtung von σ_1 habe zu einer dextralen Reaktivierung der ORG-parallelen Störungen geführt, was im zentralen Grabenabschnitt eine befreiende Krümmung mit hohen Sedimentmächtigkeiten verursachte. Dieser Interpretation wird aus folgenden Gründen widersprochen:

1. Von den im ORG-Gebiet vorgenommenen Störungsflächenanalysen weisen die Daten lediglich einer Lokalität auf eine NE-SW-Orientierung von σ_1 hin (Lahr-Kuhbach; vgl. S. 116 in BERGERAT, 1985). Eine erneute Aufnahme kinematischer Indikatoren am gleichen Ort ergab allerdings einen entgegengesetzten, sinistralen Bewegungssinn an grabenparallelen Störungen (LOPEZ CARDOSO, mündl. Mitt.).
2. Im nördlichen ORG weitete sich im Chatt die Extension auf präexistierende Störungen der östlichen Grabenschulter aus (Kap. 2.5.2; GOLWER, 1968; KOWALCZYK et al., 1978). Die Hanau-Seligenstädter Senke wurde als weiteres känozoisches Sedimentationsfeld erschlossen. Im südlichen ORG sind Sedimente des Chatt aufgrund Erosion nur noch fleckenhaft vorhanden. Die Ausweitung der Extension im Norden sowie die Abtragung im Süden täuschen eine befreiende Krümmung im zentralen Grabenabschnitt mit der Akkumulation hoher Sedimentmächtigkeiten vor. Ein kausaler Zusammenhang zwischen Variationen im regionalen Spannungsfeld und Änderungen im Subsidenzmuster des Grabens muß zumindest für das Chatt abgelehnt werden.
3. Die Störungen, welche die Hanau-Seligenstädter Senke begrenzen, weisen einen ungefähren N-S-Verlauf auf (siehe Abb. 2.10). Unter dem vorgeschlagenen Spannungsfeld mit einer NE-SW-Orientierung von σ_1 verursacht der Störungsverlauf vornehmlich Blattverschiebungsbewegungen. Sie wurden im Chatt aber als Abschiebungen reaktiviert.

Die Belege, welche im Umfeld des ORG für die Existenz des dextralen Blattverschiebungsregimes im Chatt angeführt werden, sind folglich nicht haltbar. Es verbleiben damit die in den anderen Modellen geäußerten Vorstellungen über die Orientierung der Streckungsachse und die Art des tektonischen Regimes im späten Eozän und Oligozän. Als gegensätzlichste Positionen über die Geodynamik in diesen Zeiträumen werden festgehalten:

- eine ca. WSW-ENE-gerichtete Streckungsachse bei einem dominant sinistralen Blattverschiebungsregime (BEHRMANN et al., 2003)

- ein Abschiebungsregime mit WNW-ESE-Extension (SCHUMACHER, 2002; MICHON et al., 2003).

2.6.2 Aktives rifting kontra Passives rifting

2.6.2.1 Zeitliche Beziehungen zwischen Vulkanismus und Extension

Gemäß den erwähnten Modellvorstellungen entstand der ORG durch Passives rifting in Reaktion auf den Aufbau von Intraplattenspannungen. Die Steuerung der Extension durch das regionale Spannungsfeld schließt dennoch die Existenz einer thermischen Anomalie unter dem ORG-Gebiet in Form eines Plumes oder divergierenden Asts einer Mantelkonvektionszelle nicht aus. Thermische Anomalien führen durch den aktiven Aufstieg asthenosphärischen Materials ebenfalls zur Entstehung von Zugspannungen in der thermisch geschwächten Lithosphäre und können somit rifting-Prozesse auslösen oder unterstützen (SPOHN & SCHUBERT, 1982; BOTT, 1992; WESTAWAY, 1993). Passives und Aktives rifting können zeitlich und räumlich entlang dem Streichen des Rifts variieren. Sie unterscheiden sich vor allem durch ihre relative Altersabfolge von Hebung, Vulkanismus und Extension (HOOPER, 1990; GRIFFITHS & CAMPBELL, 1991; HILL, 1991).

Auf der Basis dieser Unterscheidungsmöglichkeit wurden für den ORG vor allem folgende Indikatoren für einen aktiven Aufstieg asthenosphärischen Materials angeführt (ILLIES, 1974; BARANYI et al., 1976; ZIEGLER, 1994; HUISMANS et al., 2001):

1. die zeitliche Abfolge aus einer regionalen Hebung mit einem Höhepunkt des Vulkanismus im mittleren Eozän und folgender Extension ab spätem Eozän
2. die erneute Hebung und Platznahme vulkanischer Erscheinungen im südlichen ORG-Gebiet während des Miozäns

Die vulkanische Aktivität im ORG-Gebiet weist jedoch eine enge zeitliche Bindung an gebirgsbildende Vorgänge im Alpen- und Pyrenäenraum auf:

- zu 1, Der Höhepunkt vulkanischer Aktivität im Eozän ist koinzident mit den Zeitabschnitten stärkster krustaler Verkürzung in den Orogengebieten sowie der Inversion von Beckenstrukturen in West- und Mitteleuropa (ZIEGLER, 1987; KELLER et al., 2002; DÉZES et al., 2004).
- zu 2, Das Wiederaufleben der vulkanischen Aktivität im Miozän fällt zeitlich und räumlich mit der nordwärtigen Wanderung der peripheren Vorlandaufwölbung in das ORG-Gebiet zusammen. Ein kausaler Zusammenhang zwischen lithosphärischen Bucklungsprozessen und Entstehung von Dekompressionsschmelzen in der Asthenosphäre ist sehr wahrscheinlich (REGENAUER-LIEB & STREHLAU, 1986).

Diese Beobachtungen belegen, daß die durch die Konvergenzbewegungen zwischen Afrika und Europa induzierten Spannungsfelder im nördlichen Vorfeld der alpidischen Orogene neben der Öffnung des ORG auch die sublithosphärische Manteldynamik steuerten. Die relative Altersabfolge aus Hebung, Vulkanismus und nachfolgender Extension nimmt allerdings Bezug auf einen unabhängig von äußeren Einflüssen erfolgenden Aufstieg von asthenosphärischem Material in die Lithosphäre. Sie sollte daher als Entscheidungskriterium für die Existenz einer thermischen Anomalie unter dem Rift nicht verwendet werden. Deswegen kann eine Bemessung, inwieweit thermische Anomalien über die Erzeugung von Zugspannungen und thermischer Schwächung der Lithosphäre zur Extension im

ORG-Gebiet beitragen, nur anhand geochemisch-petrologischer Kriterien sowie eine Projektion der rezenten thermischen Verhältnisse in die geologische Vergangenheit erfolgen.

2.6.2.2 Thermische Entwicklung im Känozoikum

Projektion der rezenten thermischen Verhältnisse in die Vergangenheit

Eine rezente Abwesenheit subkrustaler Wärmequellen begrenzt räumliche Ausdehnung und Dauer thermischer Ereignisse in der geologischen Vergangenheit. Nur Plumestrukturen mit Durchmessern von mehreren 100 km vermögen einen bedeutenden aktiven rifting-Beitrag zu leisten (BOTT, 1992). Sie hinterlassen aufgrund ihrer Ausmaße mindestens über einen Zeitraum von 30 bis 40 Ma einen thermischen Abdruck auch in einer heißen lithosphärischen Umgebung (WESTAWAY, 1993). Entlang dem ORG gibt es keinerlei geophysikalischen Hinweise auf positive thermische Abweichungen bis in Tiefen von mehreren 100 km (GLAHN & GRANET, 1992; GOES et al., 2000). Diese Beobachtung ist konsistent mit den oberflächennahen Wärme flußmessungen, die für das flachkrustale Niveau ebenfalls keinen höheren Wärmeinhalt des Grabens anzeigen (Kap. 2.4.1). Erhöhte Manteltemperaturen sind nur unter der östlichen Riftschulter des Grabens nachweisbar, die auf 14 bis 17 Ma alte, östlich vom ORG gelegene Wärmeanomalien des Hegaus und von Urach-Kirchheim zurückgeführt werden (GLAHN et al., 1992; ACHAUER & MASSON, 2002). Beide Vulkangebiete stellen aber im vom ORG eingenommenen geologisch-geographischen Rahmen lediglich punktuelle thermische Abweichungen dar. Mit der mehr als 17 Ma dauernden, vollständigen thermischen Äquilibration dieser Wärmeanomalien ist die Existenz selbst solch lokaler Anomalien im ORG über diesen Zeitraum ausgeschlossen. Eine überregionale, den rifting-Prozeß steuernde Plumestruktur kann auf Basis geophysikalischer Befunde über die Zeitspanne der ORG-Entwicklung von 30 bis 40 Ma ebenfalls verneint werden.

Petrologisch-geochemische Kriterien

Die Projektion der rezenten thermischen Verhältnisse liefert über den Zeitrahmen von ca. 30 bis 40 Ma hinaus keine gesicherten Kenntnisse über die Existenz thermischer Anomalien im ORG-Gebiet. Dagegen erlauben petrologische und geochemische Studien der oberrheinischen Riftvulkanite eine Aussage über die thermische Entwicklung im ORG-Gebiet auch für das ältere Tertiär. Alle primitiven Ergußgesteine, die mit dem Wiederaufleben vulkanischer Tätigkeit in der mittleren Kreide gefördert wurden, sind Nephelin-normative Basalte und Melilithe (KELLER, 1978). Ihre Spurenelementmuster und Isotopienstudien weisen diese als Produkte geringer Schmelzgrade aus (WILSON et al., 1995). Die Quellregion der primitiven Vulkanite ist für die gesamte Zeitdauer der alpidischen Gebirgsentwicklung seit der mittleren Kreide in Tiefen von 80 km und mehr innerhalb der Asthenosphäre zu suchen (DUNWORTH & WILSON, 1998). Diese Werte entsprechen der rezenten Tiefenlage der Grenze Lithosphäre/Asthenosphäre im ORG-Gebiet (Kap. 2.4.3). Petrologisch-geochemische Befunde verneinen damit über das ältere Tertiär hinaus einen aktiven Aufstieg asthenosphärischen Materials in die Lithosphäre, die zur Separation von partiellen Schmelzen mit fortschreitend höheren Aufschmelzgraden führte. Eine Platznahme der thermischen Anomalie in geringen Tiefen innerhalb der umgebenden Mantellithosphäre ist aber zwingend, um bedeutende deviatorische Spannungen für die Initiierung eines rifting-Prozesses zu hervorzurufen (BOTT, 1992). Auf Basis petrologisch-geochemischen Kriterien ist es folglich nicht gestattet, die phänomenologischen Erscheinungen Hebung,

Vulkanismus und Grabenbildung im Alttertiär in einem ursächlichen Zusammenhang mit einer bedeutenden thermischen Anomalie unter ORG zu bringen.

2.6.3 Schichtfolge und Paläogeographie

Die Grabenfüllung weist eine maximale Mächtigkeit von ca. 3400 m auf (DOEBL, 1967). In den randlich angegliederten Becken Hanau-Seligenstädter Senke und Mainzer Becken liegen nur stark kondensierte Abfolgen von wenigen 100 m Dicke vor (BLUM, 1987; ROTHAUSEN & SONNE, 1997). Nachstehend wird vorwiegend auf die Stratigraphie und Ablagerungsgeschichte des ORG eingegangen, da dessen Abfolgen die weiteste Verbreitung aufweisen und größtenteils eine gesicherte Alterstellung besitzen (Abb. 2.11). Die Ausführungen folgen den zusammenfassenden Darstellungen von SISSINGH (1998) und BERGER et al. (2005a).

Die Sedimentfüllung des Grabens umfaßt eozäne bis quartäre Abfolgen mit häufigen Hiatus'. Vom späten Eozän bis in das frühe Miozän besteht der überwiegende Anteil der Sedimente im Grabeninnern aus marinen und lakustrinen Tonen und Mergeln. Nahe den Grabenrändern treten Lithologiewechsel hin zu grobkörnigen Klastika von fluviatilen Einschüttungen auf. Zeitweise bestanden Verbindungen zur Nordsee und zum Molassemeer nördlich der Alpen. Im mittleren Miozän setzen sich fluviatile und lakustrine Ablagerungen im gesamten Grabengebiet durch.

Alttertiäre Riftsedimente

Den prätertiären Untergrund der Grabenfüllung bilden spätpaläozoische bis jurassische Schichtfolgen. Vom obersten Jura bis zum Beginn des Tertiärs sind keine Sedimente im ORG überliefert. Die basalen Schichtglieder der Grabensedimente stammen aus dem Lutet. Sie sind in unregelmäßiger Verbreitung und sehr geringer Mächtigkeit über den gesamten Bereich des späteren ORG zu finden. Diese Einheiten werden als Reste einer ursprünglich über den Grabenbereich hinaus verbreiteten Sedimentbedeckung gedeutet. Diese blieb durch die später einsetzende Extension teilweise im abgesenkten Grabenblock erhalten.

Nach einem Hiatus im Barton beginnt im späten Priabon die eigentliche Grabensedimentation. Im südlichen und zentralen Grabenabschnitt entstehen isolierte Depozentren, deren Umriß den ENE-WSW-orientierten Permokarbontrögen folgen. Es lagern sich im Süden die basalen Abfolgen der Salz-Formation ab, die im mittleren Grabensegment durch Lymnänenmergel vertreten werden. Der Sedimenttransport erfolgt von den aufsteigenden Grabenschultern in einen Endsee.

Im frühen Rupel findet mit der Ablagerung von Pechelbronner Schichten und der jüngeren Abfolgen der Salz-Formation erstmals Sedimentation im gesamten Graben statt. Die Beckenachse zeigt nun eine NNE-SSW-Orientierung. Die brackisch-marine Fauna der Pechelbronner Schichten kündigt von ersten Vorstößen des nordalpinen Molassemeeres in den ORG. Grobklastika an den Grabenrändern weisen auf eine große Reliefeenergie hin.

Im späteren Rupel folgt über den Pechelbronner Schichten und der Salz-Formation die Graue Schichtfolge mit ihren Untergliedern Foraminiferen- bis Cyrenenmergel. Die älteren Glieder der Grauen Schichtfolge werden unter meist offen marinen Bedingungen in einem Meeresarm abgelagert, der von der Nordsee bis zum Molassebecken reicht. Die Sedimentation der jüngsten Einheit 'Cyrenenmergel' zur Rupel-Chattwende findet dagegen bei allmählicher Verbrackung statt, was auf eine Ab-

schnürung der Meeresstraße nach Norden und Süden schließen läßt. Die fluviatile Zufuhr von den Grabenflanken liefert nun feinerklastische Fracht aufgrund eines verringerten Höhenunterschieds zwischen Graben und Schultern.

Über der Grauen Schichtenfolge liegen die Bunte Niederröden Schichten. Der im späten Rupel begonnene Meeresrückzug setzt sich im frühen Chatt während der Ablagerung dieser Einheit fort. Ihre Sedimentation erfolgt über Flußsysteme in Süßwasserseen. Im zentralen und südlichen Grabenabschnitt ist die dort als Frischwasserschichten bezeichnete Formation aufgrund nachfolgender Erosion nur noch fleckenhaft verbreitet. In diesen Gebieten tritt flächenweite Sedimentation erst mit dem Beginn des Quartärs wieder auf. Die zwischen dem oberen Chatt und dem späten Pliozän abgelagerten Schichtfolgen sind auf den nördlichen ORG beschränkt.

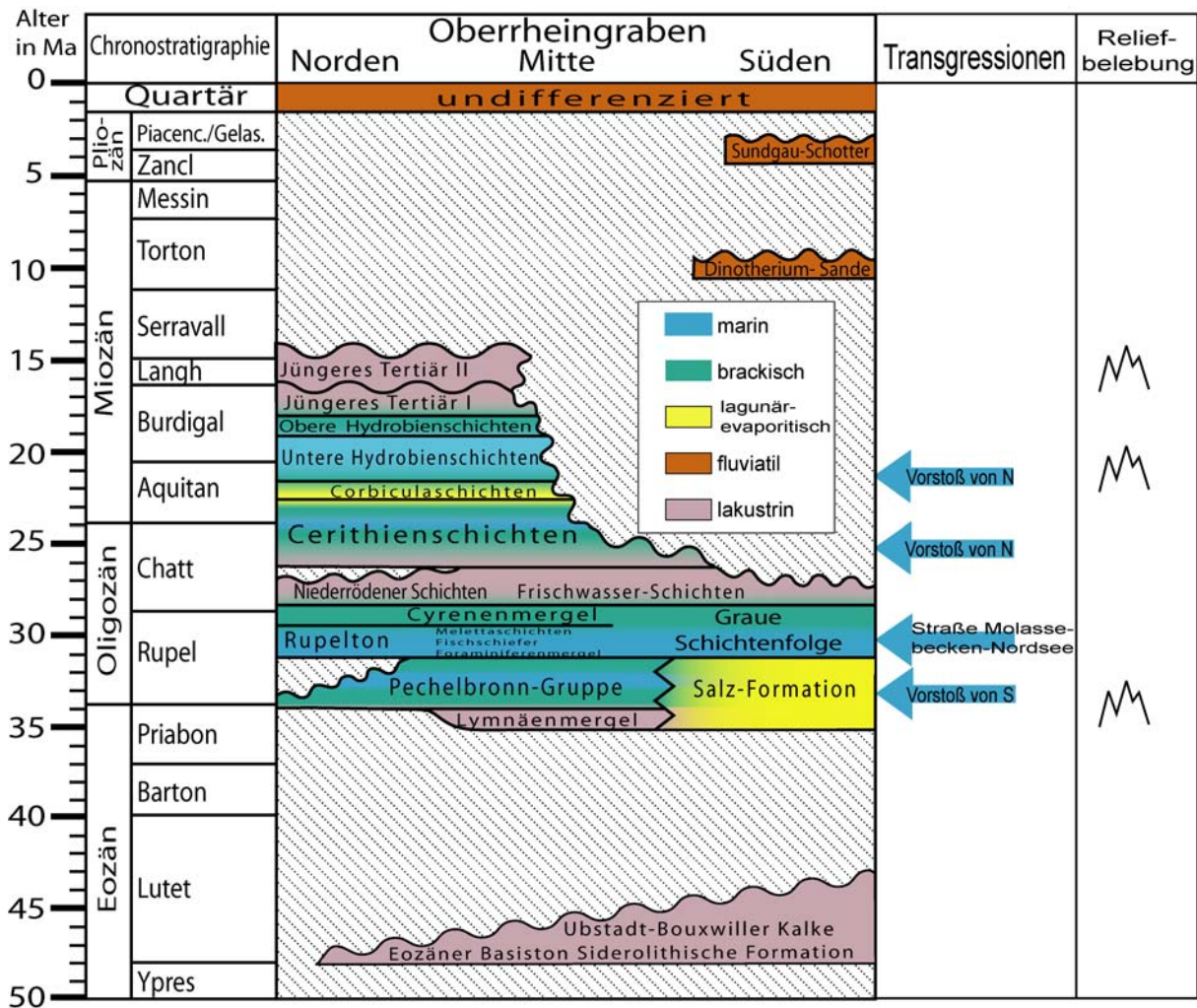


Abb. 2.11: Lithostratigraphie der Riftsedimente und Ablagerungsmilieu im ORG-Gebiet; nur beckenfazielle Einheiten dargestellt; Zeichnung nach SISSINGH (1998) und BERGER et al. (2005b).

Jungtertiäre Riftsedimente des nördlichen ORG

Im oberen Chatt und unterem Aquitan stellen sich im nördlichen ORG mit der Ablagerung der Cerithienschichten und der jüngeren Corbiculaschichten wieder brackisch-marine Verhältnisse ein. Der Meeresvorstoß erfolgt von Norden über das Rheinische Massiv. Die Corbiculaschichten enthalten in ihren südlichsten Vorkommen evaporitische Einschaltungen, was vermutlich auf einen nach Süden auslaufenden Meeresarm hinweist. Beide Formationen zeigen an den Grabenrändern des nördlichen

ORG den verbreiteten Übergang zu fein- bis grobklastischen Schüttungen, die auf eine erneute Reliefbelebung zwischen Schultern und Graben zurückzuführen sind.

Die Unteren Hydrobienschichten des späten Aquitan und frühen Burdigal enthalten dagegen kalkige Einschaltungen über die ganze Grabenbreite. Die offen marinen Bedingungen während ihrer Ablagerung werden bereits im Burdigal wieder durch einen allmählichen Meeresrückzug nach Norden abgelöst. Die zu dieser Zeit sich absetzenden Oberen Hydrobienschichten zeigen letztmalig einen brakisch-marinen Einfluß im ORG-Gebiet.

Ab dem späten Burdigal gibt es mit Ablagerung des Jungtertiär I im nördlichen ORG keine marinen Abfolgen mehr. Die Schüttung der Sedimente folgt von den Grabenschultern in einen ausgedehnten Süßwassersee. Es kommen vermutlich aufgrund des geringen Reliefunterschiedes zwischen Graben und Schultern sandige Tone über die gesamte Grabenbreite zum Absatz.

Hebungstendenzen im Langh führen zur teilweisen Erosion des Jungtertiär I und der älteren Hydrobienschichten im Raum zwischen Karlsruhe und Heidelberg. Nördlich von Heidelberg gelangen zeitgleich die Abfolgen des Jungtertiär II zum Absatz. Deren Sedimentationsraum baut sich im Serravall allmählich wieder in das zuvor von Erosion betroffene Gebiet vor. Somit folgt das Jungtertiär II nördlich von Heidelberg im wesentlichen konkordant über dem Jungtertiär I. Weiter südlich überlagert es diskordant Hydrobienschichten oder Jungtertiär I. Das Jungtertiär II besteht dominant aus Sanden und Kiesen, die sich durch erneute Reliefbelebung auch in der Grabenmitte durchsetzen.

Für das späte Miozän und Pliozän sind lediglich sporadische Vorkommen von Sanden und Kiesen im südlichsten Grabenabschnitt verzeichnet (z. B. Sundgauschotter). Das Auftreten von alpinen Geröllen in diesen fluviatilen Sedimenten weist auf eine umfassende Reorganisation des Gewässernetzes hin, mit der Einzugsgebiete bis zum Alpenhauptkamm erschlossen werden.

Quartär

Mit dem Beginn des Quartärs (oberstes Pliozän?) findet wieder flächenhafte Sedimentation im ORG statt. Erstmals seit dem frühen Chatt sind auch wieder Sedimente im südlichen ORG flächenhaft verbreitet. Neben Löß und jungen Bodenbildungen treten dominant fein- bis grobklastische Sedimente hervor. Die Aufschotterung des ORG erfolgt vor allem aus dem alpinen Gebieten, die Riftflanken als Quellregionen sind lediglich nahe den Grabenrändern entwickelt.

2.7 Kontrollfaktoren für die geodynamische Entwicklung des ORG

Der Kenntnisstand zum ORG wurde in Kap. 2.1 bis 2.6 einer kritischen Betrachtung unterzogen. Die Zusammenführung von Daten über die Strukturentwicklung des nördlichen Grabenabschnitts (Kap. 2.5.2) ermöglichte es, im Vorgriff auf die Simulationen die gegensätzlichen Positionen zur geodynamischen Entwicklung des ORG anzunähern (Kap. 2.6.1.3). Darüber hinaus konnten die Randverwerfungen als Teil eines präexisten­ten Scherzonensystems identifiziert (Kap. 2.5.1) und ein wesentlicher Einfluß eines Manteldiapirs auf die ORG-Evolution verneint werden (Kap. 2.6.2).

Die Gegenüberstellung von seismischen Datensätzen zeigt, daß die Aussagen zur Struktur der Kruste und des Mantels im ORG-Gebiet teilweise nicht haltbar sind. Die postulierte Existenz von Scherzonen im Übergang Kruste-Mantel erweist sich besonders im nördlichen ORG als ein Artefakt der Dateninversion (Kap. 2.1.2 und 2.1.3). Für das flachkrustale Strukturinventar besitzen die Profilaufnahmen zu Forschungszwecken nicht die gebotene Auflösung, um eine Interpretationsgrundlage darzustellen (Kap. 2.1.1). Der Vergleich von sedimentologischen, strukturellen und geophysikalischen Daten in Kap. 2.3.2 beweist, daß laterale Versätze geologischer Vorzeichnungen dominant präexistent sind und nicht zur Ableitung kinematischer Modellvorstellungen über die ORG-Entwicklung benutzt werden dürfen.

Die numerische Simulation der Evolution und Struktur des ORG setzt eine iterative Bestimmung unbekannter Materialparameter und Randbedingungen mit dem Ziel einer letztlich befriedigenden Übereinstimmung von Felddaten und Modellierungsprognosen voraus. Es werden folgende potentielle Einflußfaktoren identifiziert, die für eine solche Simulation nicht hinreichend bekannt sind:

1. Geometrie der Randverwerfungen (Kap. 2.1.1)
Der seismische Datensatz läßt für weite Abschnitte beider Randverwerfungen sowohl planare als auch listrische Formen zu.
2. Tiefenerstreckung flachkrustaler Störungen (Kap. 2.1.2 und Kap. 2.3)
Die maximale Tiefenlage oberkrustaler Reflektoren variiert unter Vernachlässigung des velocity pull down-Effekts zwischen 14 und 18 km. Ihre Orientierung ist unbekannt. Geometrische Bilanzierungen in 2D ergeben stark veränderliche Detachmenttiefen zwischen Oberkruste und Moho.
3. Deformationsstil in der tiefen Unterkruste und der Mantellithosphäre (Kap. 2.1.2 und 2.1.3)
Die seismischen Datensätze beinhalten keine Informationen, ob an der Moho unter dem Grabenblock eine Verformungslokalisation auf diskrete Scherzonen vorliegt oder raumgreifende Deformation im pure shear-Modus erfolgt. Über die Mohotopographie unter dem Rift liegen keine Kenntnisse vor.
4. thermische Struktur (Kap. 2.4.2 und 2.4.3)
Aussagen zur Temperaturverteilung in der tieferen Kruste und im Mantel sind mit großen Unsicherheiten behaftet.
5. Rheologie der Ober- und Unterkruste (Kap. 2.2)
Die lithologische Zusammensetzung der Kruste im ORG-Gebiet ist nicht bekannt.

Es wird vermutet, daß die Punkte 1. bis 5. in Verbindung mit der Reibung auf Störungen maßgeblich die Absenkung des Grabenblocks sowie die Anhebung von Moho und Grabenschultern beeinflussen. Es ist deshalb eine Parameterstudie notwendig, in der die Auswirkungen dieser potentiellen

Steuerungsparameter auf den rifting-Prozeß quantitativ untersucht werden. Von Simulation zu Simulation werden unterschiedliche Werte der Parameter in das Startmodell eingebunden und die sich ergebenden Modellierungsprognosen den Vergleichsdaten gegenübergestellt. Der Abgleich führt zur Festsetzung von best fit-Werten für die krustale Rheologie, die Geometrie und Tiefenerstreckung von Störungen, ihre Reibungskoeffizienten sowie die Temperaturverteilung vor Riftbeginn. Diese Werte gehen in die eigentliche thermomechanische Modellierung der oberrheinischen Grabenentwicklung ein. Die Beträge riftsenkrechter Extension und lateraler Translation sind Ergebnisse dieser Simulation. Mit den Modellierungen ist im Gegensatz zu den rein geometrischen Bilanzierungen eine Entscheidung über eine realistische Geometrie und Tiefenerstreckung von Störungen sowie der Versatzbeträge möglich (Kap. 2.3.1). Die Simulationen bringen die Rheologie der Lithosphäre in einem quantitativen Zusammenhang mit dem äußeren Spannungsfeld, stehen in Einklang mit den wichtigsten physikalischen Prozessen in der Lithosphäre und berücksichtigen auch die Deformation in tiefkrustalen und mantellithosphärischen Bereichen.

3. Grundkonzepte der Finite-Elemente-Methode

3.1 Wahl des numerischen Simulationsverfahrens

Numerische Modellierungen umfassen vor der Berechnung und Ergebnisauswertung eine Idealisierung der Problemstellung sowie gegebenenfalls eine Diskretisierung des Untersuchungsgegenstandes.

Die Idealisierung beinhaltet eine Konzentration auf die wesentlichen physikalischen Prozesse, ihre Umsetzung in die Modellierungsmethode, die Bereitstellung der Eingabedaten für die Berechnung und die Definition einer initialen Modellgeometrie bzw. des initialen Modellzustandes. Sie zielt auf eine Vereinfachung der komplexen Problemstellungen ab, um eine Reduktion der die Prozeßsimulation beeinflussenden Steuerparameter zu erreichen. Erst hierdurch wird eine Möglichkeit zum grundlegenden Verständnis der wirkenden Prozesse und ihrer Interaktion geschaffen.

In einigen numerischen Verfahren wird in einem weiteren Arbeitsschritt die idealisierte Struktur in einzelne Teilbereiche zerlegt. Diese Zerlegung (Diskretisierung) ist die Überführung der Modellgeometrie in ein geometrisches System mit endlich vielen Punkten, auf die die mathematisch-physikalischen Informationen bezogen werden. Im vierteiligen Arbeitsablauf obliegen dem Benutzer die Idealisierung, Diskretisierung und nach der Berechnung durch ein computergestütztes Programm die Ergebnisauswertung.

Die Simulation der geodynamischen Entwicklung des ORG wird in dieser Arbeit mit dem numerischen Diskretisierungsverfahren 'Finite-Elemente-Methode (FEM)' durchgeführt. Die FEM besitzt gegenüber anderen Berechnungswerkzeugen eine hohe Flexibilität in der Nachbildung geometrischer Strukturen. Ferner erlaubt sie eine rasche Berechnung komplexer mathematisch-physikalischer Beziehungen. Das kommerzielle FEM-Programmpaket ANSYS® ermöglicht eine Betreuung der Simulationen von der Idealisierung bis zur Auswertung und wird daher für die numerischen Modellierungen zum ORG verwendet.

In diesem Kapitel werden die wesentlichen Grundkonzepte der FEM behandelt. Deren Verständnis ist unabdingbar, um die in dem Folgekapitel abgehandelte Idealisierung der geowissenschaftlichen Informationen für eine numerische Simulation nachvollziehen zu können. Für ausführliche Darstellungen zur FEM und ihre Umsetzung im Programmpaket ANSYS® wird auf die Schriften von MÜLLER & GROTH (2000), bei geologiebezogenen FEM-Anwendungen mit ANSYS® auf die Arbeiten von HENK (1998) und SEYFERTH (2001) verwiesen.

3.2 Grundkonzepte der FEM

Im folgenden werden die Begriffe Körper, Struktur, Raum nur in Bezug auf ihre physikalische Bedeutung hin verwendet.

3.2.1 Kontinuumsbegriff

Die FEM ist ein Lösungsverfahren, mit dem die Verteilung physikalischer Größen in einem ein- oder mehrdimensionalen Raum näherungsweise ermittelt werden kann. Der Raum wird hierbei als ein Kontinuum aufgefaßt. Ein Kontinuum ist eine Aggregation von idealisierten Materiepartikeln. Diese sind klein genug, daß sie für die Gesetze der Makrophysik als ein Punkt mit konkreter Raumlage aufgefaßt werden können, in dem die physikalischen Eigenschaften konzentriert sind. Sie sind gleichzeitig groß genug, daß mathematische Formalismen der Quantenphysik nicht zur Anwendung kommen. Ein Kontinuum bleibt bei Aufbringen einer äußeren Last ein kohärentes Medium ohne Risse.

3.2.2 Numerische Lösungsverfahren für Differentialgleichungen

Die Verteilung physikalischer Größen im Kontinuum wird meist durch Systeme von partiellen Differentialgleichungen (DGL) in Verbindung mit Anfangs- und Randbedingungen charakterisiert. Die Lösungsfunktion einer DGL kann aber häufig nicht analytisch ermittelt werden, sodaß auf numerische Lösungsverfahren ausgewichen werden muß.

Viele numerische Methoden nutzen die Eigenschaft einer Funktion, unabhängig von ihrem Typ angenähert durch eine ganzrationale Funktion dargestellt werden zu können. Als Lösungsansatz dient somit eine ganzrationale Funktion (‘Ansatzfunktion’) mit einem Absolutglied und einer frei wählbaren Anzahl von Polynomgliedern. Absolutglied und Polynomkoeffizienten sind zunächst unbekannt. Mit deren Bestimmung ist die ganzrationale Funktion eine Näherungslösung der DGL. Hierfür erfolgt in einem ersten Arbeitsschritt die Berechnung des Absolutglieds durch Einsetzen der Anfangs- und Randbedingungen der DGL in die Ansatzfunktion (Abb. 3.1). In einem zweiten Arbeitsschritt werden die Polynomkoeffizienten bestimmt. Diese müssen so gewählt werden, daß die Abweichung der Näherungslösung von der exakten Lösung möglichst klein ausfällt. Da diese Abweichung aber wegen Unkenntnis der genauen Lösung nicht berechnet werden kann, wird die Bestimmung der Polynomkoeffizienten auf die Lösung einer Extremalbedingung zurückgeführt. Die Extremalbedingung basiert meist auf dem physikalischen Prinzip der minimalen potentiellen Energie. Nach diesem Prinzip verändert sich die Verteilung physikalischer Größen so, daß das System einen stabilen Zustand geringster Energie einnimmt und so der Zwang zur Änderung des Zustandes minimiert wird. Die mathematische Entsprechung dieses Prinzips ist die Extremwertbildung eines Integrals, das die Summe der einzelnen Energiebeiträge über das Definitionsintervall enthält. Das Integral enthält auch die unbekannten Polynomkoeffizienten. Die erste Ableitung des Integralausdrucks nach den jeweiligen Polynomkoeffizienten führt zu einem linearen Gleichungssystem der Form:

$$\vec{f} = [\mathbf{K}] \cdot \vec{u} \quad (3.1)$$

\vec{f} : Lastvektor
 $[\mathbf{K}]$: Koeffizientenmatrix
 \vec{u} : Verschiebungsvektor

Die als Steifigkeitsbeziehung bekannte Gl. 3.1 enthält im Verschiebungsvektor \vec{u} die gesuchten Polynomkoeffizienten. Die Rand- und Anfangsbedingungen werden in $[\mathbf{K}]$ eingesetzt, womit das Gleichungssystem statisch bestimmt wird. Durch Auflösung der Gl. 3.1 nach dem Vektor \vec{u} können die Polynomkoeffizienten berechnet werden. Daraus resultiert schließlich die ganzrationale Funktion als eine Näherungslösung für die DGL.

Durch die Einführung eines physikalischen Prinzips in das mathematische Lösungsverfahren werden die Faktoren von Gl. 3.1 zu physikalisch und technisch deutbaren Größen:

- Die Koeffizienten im Verschiebungsvektor \vec{u} sind physikalische Grundgrößen, aus denen weitere Größen abgeleitet werden können.
- Der Spaltenvektor \vec{f} beinhaltet die äußere Last auf ein physikalisches System, die die Verteilung physikalischer Größen im betrachteten Kontinuumsbereich ändert.
- Die Koeffizientenmatrix $[\mathbf{K}]$ enthält neben den Anfangs- und Randbedingungen der DGL auch die Material- und Geometriedaten aus der Idealisierung der Problemstellung. Durch Einbindung der Geometriedaten in $[\mathbf{K}]$ ist die Ortsabhängigkeit der physikalischen Größen innerhalb des betrachteten Kontinuumsbereichs berücksichtigt.
- Die Anfangs- und Randbedingungen sind physikalische Zustandsgrößen, welche von außen auf das System aufgebracht werden.

Die gesuchte Verteilung physikalischer Größen ist bei Fragestellungen der Geodynamik nicht nur eine Funktion des Ortes, sondern auch der Zeit. Unter Beachtung des d'Alembertschen Prinzips muß die Summe der einzelnen Energiebeiträge noch um jene aus Trägheits- und Dämpfungskräften erweitert werden. Folglich nimmt das Gleichungssystem zur Bestimmung der Koeffizienten die Form der Schwingungsdifferentialgleichung an.

$$\vec{f}(t) = [\mathbf{K}] \cdot \vec{u} + [\mathbf{C}] \cdot \dot{\vec{u}} + [\mathbf{M}] \cdot \ddot{\vec{u}} \quad (3.2)$$

$\vec{f}(t)$: Lastvektor, zeitabhängig
 $[\mathbf{K}]$: Koeffizientenmatrix
 \vec{u} : Verschiebungsvektor
 $[\mathbf{C}]$: Dämpfungsmatrix
 $\dot{\vec{u}}$: Geschwindigkeitsvektor
 $[\mathbf{M}]$: Massenmatrix
 $\ddot{\vec{u}}$: Beschleunigungsvektor

Die Matrizen der Gl. 3.2 sind für geodynamische Anwendungen meist Funktionen $[\mathbf{K}(\vec{u})]$, $[\mathbf{C}(\dot{\vec{u}})]$, $[\mathbf{M}(\ddot{\vec{u}})]$ der unbekannten Koeffizienten des Vektors \vec{u} und seiner Ableitungen. Dieser als Nichtlinearität bezeichnete Zusammenhang zwischen den Matrizen und den unbekannten Vektoren ist in der Geologie vor allem eine Folge hoher Verformungsbeträge in der Umgebung von Scherzonen. Die Lösung der nichtlinearen Gleichung erfolgt mittels iterativer Verfahren.

Die numerische Mathematik bietet weitere Wege zur näherungsweisen Lösung von DGL, die ebenfalls in eine Koeffizientenermittlung über algebraische Gleichungssysteme münden. Die Güte der Approximation hängt aber bei identischer Idealisierung der Problemstellung nicht vom beschrittenen Verfahren ab.

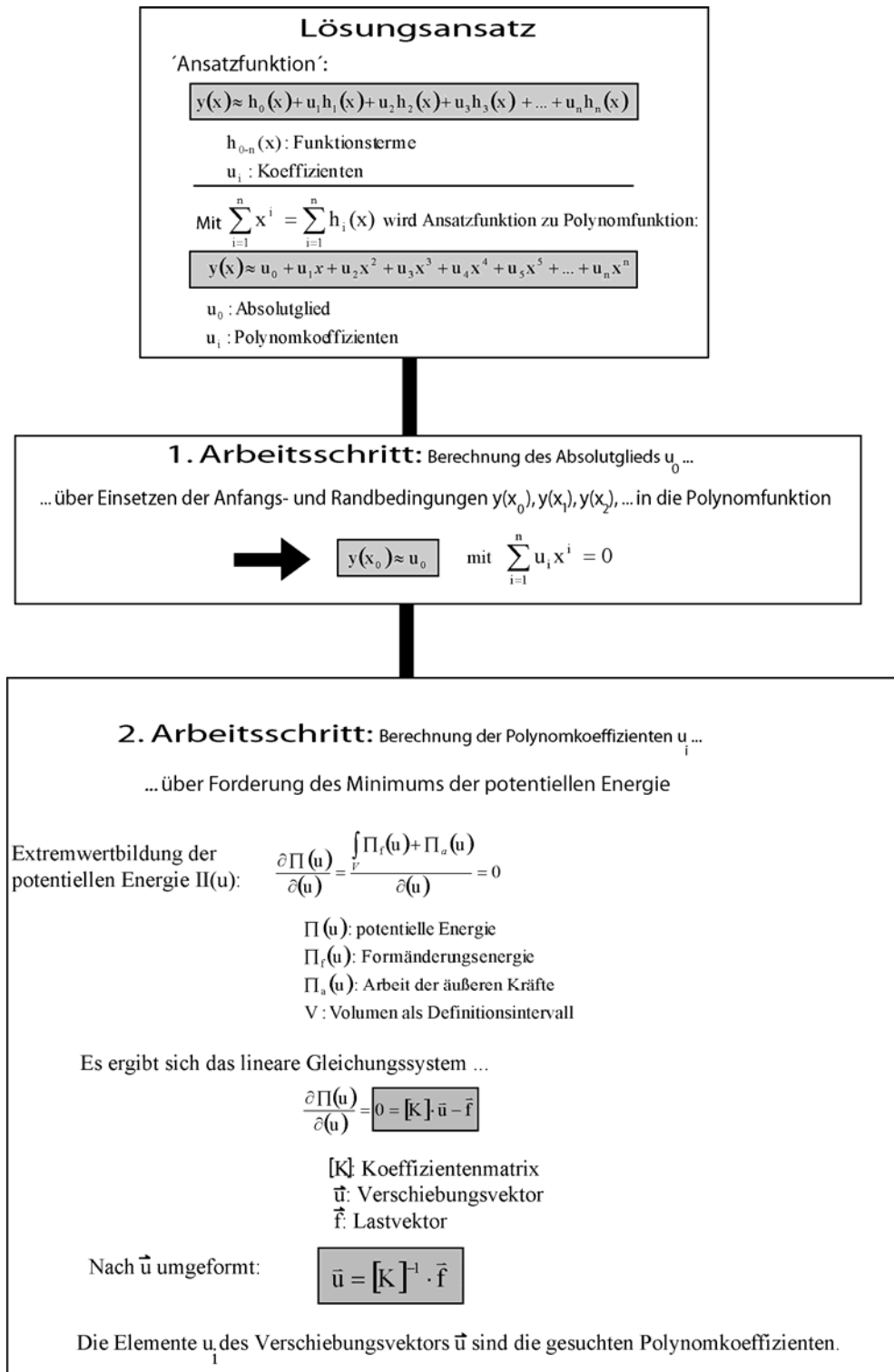


Abb. 3.1: Vorgehensweise bei der näherungsweisen Lösung von Differentialgleichungen.

3.2.3 Lösung von Differentialgleichungen mit der FEM

Diskretisierung in der FEM

Für eine numerische Behandlung der DGL innerhalb der FEM wird die idealisierte Modellgeometrie des Körpers in eine Anzahl endlicher Elemente aufgeteilt. Benachbarte Elemente sind über gemeinsame Eckpunkte (Knoten) miteinander verbunden. Die Elemente und Knoten bilden ein Gitternetz. Das Kontinuum wird durch diese Aufteilung in ein diskretes System mit endlich vielen Knoten überführt. Die Interpolation der zu untersuchenden Größen durch die Elemente des Gitternetzes erfolgt über Funktionen an den gemeinsamen Knoten.

Das Lösungsverfahren findet zunächst auf Elementebene statt. Für die Interpolation wird wieder eine ganzrationale Funktion als Lösungsansatz gewählt. Jedem Knoten wird eine solche Ansatzfunktion zugeordnet. Die Ansatzfunktionen sind nicht frei wählbar und müssen bestimmten Anforderungen genügen, die sich aus der Problemstellung und der Form des Elements ergeben. Per Definition hat eine Ansatzfunktion an dem ihr zugeordneten Knoten den Wert 1, auf allen anderen Knoten den Wert 0. Diese Definition ermöglicht es, die Polynomkoeffizienten aller Ansatzfunktionen des gleichen Elements zu ermitteln. Die Näherungslösung der DGL für ein Element ergibt sich anschließend aus der Summe aller Ansatzfunktionen desselben Elements. In dieser Summe werden die einzelnen Ansatzfunktionen durch Produktbildung mit unbekannten Faktoren gewichtet. Mit Berechnung dieser Faktoren ist die Näherungslösung der DGL für das Element bestimmt. Die Ermittlung der Faktoren erfolgt durch die Anwendung des physikalischen Prinzips vom Minimum der potentiellen Energie und führt auf Elementebene zur bekannten Steifigkeitsbeziehung:

$$\bar{\mathbf{f}}_e = [\mathbf{K}_e] \cdot \bar{\mathbf{u}}_e \quad (3.3)$$

$\bar{\mathbf{f}}_e$: Elementlastvektor
 $[\mathbf{K}_e]$: Elementkoeffizientenmatrix
 $\bar{\mathbf{u}}_e$: Elementverschiebungsvektor

Im Anschluß erfolgt die Assemblierung aller Elementmatrizen und Elementspaltenvektoren zu einem globalen Gleichungssystem:

$$\bar{\mathbf{f}}_g = [\mathbf{K}_g] \cdot \bar{\mathbf{u}}_g \quad (3.4)$$

$\bar{\mathbf{f}}_g$: globaler Lastvektor
 $[\mathbf{K}_g]$: Systemmatrix
 $\bar{\mathbf{u}}_g$: globaler Verschiebungsvektor

Mit der Einarbeitung von Anfangs- und Randbedingungen wird die Systemmatrix $[\mathbf{K}_g]$ regulär und die Gl. 3.4 lösbar. Die gesuchten Koeffizienten des Verschiebungsvektors $\bar{\mathbf{u}}_g$ sind auf die Knoten bezogen. Innerhalb geologischer Anwendungsfelder entsprechen diese beispielsweise Verschiebungen in Deformationsprozessen oder der Temperatur in Temperaturfeldberechnungen. Aus ihnen lassen sich über die Anwendung von Gleichungen, die Zustandsgrößen miteinander verknüpfen, weitere elementbezogene Größen (Spannungen, Verformungen ...) herleiten.

Zeitintegration in der FEM

Bei instationären Vorgängen ist wiederum die Schwingungsdifferentialgleichung zu lösen. Die Berechnung der unbekannten Größen in der Schwingungsdifferentialgleichung erfolgt in jedem Zeitschritt für alle Elemente gleichzeitig (implizite Zeitintegration). Für geodynamische Anwendungsfälle bietet dieses Verfahren den Vorteil beliebiger Zeitschrittgrößen. Dem steht allerdings eine geringe Simulationstreue von hohen Verformungsintensitäten gegenüber. Im Programm ANSYS® erfolgt die Zeitintegration implizit, sodaß hohen Verformungsintensitäten insbesondere entlang von Scherzonen durch Anwendung spezieller Modellierungstechniken Rechnung getragen werden muß (Kap. 3.4.2).

Güte der Approximation

In der FEM werden die Vorteile der numerischen Lösungsmethoden mit den Vorteilen der Diskretisierung zusammengeführt. Die numerischen Verfahren überführen analytisch nicht lösbare DGL in ein algebraisches Gleichungssystem, aus denen eine Näherungslösung ermittelt werden kann. Die Güte der Approximation an die exakte Lösung kann aber in den Verfahren, in denen die Ansatzfunktion über die ganze Struktur definiert ist, nur durch einen höheren Polynomgrad der Ansatzfunktion gesteigert werden. Die starke Besetzung der Koeffizientenmatrix und der höhere Grad der Funktion erhöhen den Berechnungsaufwand bzw. erschweren durch Neigung zu Oszillationen die Lösungsfindung.

Die FEM besitzt durch die Diskretisierung der Struktur in einzelne Elemente gegenüber anderen numerischen Diskretisierungsverfahren einen hohen Nachbildungsgrad in der Strukturgeometrie. Die Qualität der Lösung kann somit in der FEM durch eine Elementverdichtung gesteigert werden. Damit müssen in den bereichsweise definierten Ansatzfunktionen keine höhere Polynomgrade als lineare oder quadratische verwendet werden. Die Symmetrie und schwache Besetzung der Systemmatrix ermöglichen zudem eine rasche Berechnung der unbekannten Zellen im globalen Gleichungssystem. Änderungen im Aufbau der initialen Modellgeometrie oder eine Modifikation der zugrundeliegenden Problemstellung können rasch in das bereits vorhandene Berechnungsschema umgesetzt werden.

Das Programm ANSYS® bietet die Möglichkeit, anhand von sogenannten Fehlerestimatoren den Einfluß der Elementdichte auf die Genauigkeit der FE-Lösung abzuschätzen. Die Güte des Modellierungsergebnisses läßt sich anschließend durch eine entsprechende Optimierung des FE-Netzes steigern. Allerdings bestehen innerhalb geologischer Fragestellungen weit größere Unsicherheiten in der Größe der Eingangsparameter für die Simulationen. Somit unterbleibt in dieser Arbeit eine Überprüfung und Anpassung der Diskretisierung an die Qualität der Lösung.

3.3 Beschreibung von Bewegungen

Bezugssysteme

Äußere Lasten verändern die Lage der Materiepartikel im Raum. Die Kontinuumsstheorie fordert, daß benachbarte Punkte auch nach einer Bewegung benachbart bleiben. Für die Beschreibung der Bewegung kontinuierlich verteilter Materie haben sich zwei Betrachtungsweisen durchgesetzt:

Die Darstellung nach Lagrange beschreibt den Bahnverlauf eines Partikels bei Aufbringen eines Verschiebungsfeldes. Zur Markierung eines materiellen Punktes werden seine Lagekoordinaten gegenüber einem raumfesten (globalen) Koordinatensystem für einen Anfangszeitpunkt t_0 durch einen Ortsvektor \bar{r}_0 definiert. Die Lage \bar{r} des Punktes zu einem späteren Zeitpunkt $t > t_0$ ergibt sich aus der Addition mit dem Verschiebungsvektor \bar{u} :

$$\bar{r} = \bar{r}_0 + \bar{u} \quad (3.5)$$

In jedem Teilchen ist zusätzlich ein lokales Koordinatensystem definiert, das der Bewegung des Partikels folgt. Mit dieser materialgebundenen Pfadbeschreibung ist eine rasche Erfassung der Prozeßabläufe im Körper durch die Betrachtung weniger Materiepunkte möglich.

Die Darstellung nach Euler betrachtet hingegen nicht den Bewegungsablauf des Partikels vom Ausgangszustand, sondern den Bewegungsablauf an einem fixierten Koordinatenpunkt. Im globalen Koordinatensystem passiert ein Partikel zu einem Zeitpunkt $t > t_0$ diesen Koordinatenpunkt mit einer Geschwindigkeit v . Die aktuelle Lagebeschreibung erfolgt über den Ortsvektor \bar{r} :

$$\bar{r} = \bar{r}(\bar{r}_0, t) \quad (3.6)$$

Beide Bewegungsbeschreibungen sind nicht auf dynamische Problemstellungen beschränkt. In statischen Anwendungsfällen bezeichnet die Variable t nicht die physikalische Zeitabhängigkeit eines Prozesses, sondern sie dient zur Kennzeichnung des Bewegungsabfolge eines Körpers, verursacht durch inkrementelle Belastungsstufen.

Vor- und Nachteile der Bezugssysteme in der FEM

Bei Anwendung der FEM führt die Lagrangesche Darstellungsweise dazu, daß das FE-Netz an das Material gebunden ist, sich mit diesem bewegt und bei Deformation laufend die Form ändert. Bei der Eulerschen Formulierung bewegt sich dagegen das Material durch das ortsfeste, unverformte Gitter hindurch bzw. aus diesem heraus (Abb. 3.2). Hohe Verformungsbeträge führen bei einem Lagrange-schen Bezugsrahmen zu einer starken Netzverzerrung, die bei impliziter Zeitintegration die Genauigkeit der numerischen Lösungsfindung herabsetzt oder verhindert. Dagegen vermeidet die Euler-Beschreibung jeglichen Einfluß der Netzgeometrie auf den Lösungsverlauf und erlaubt somit die Simulation hoher Verformungsbeträge. Ferner besitzt die Euler-Formulierung den Vorteil offener Materialflußgrenzen, wohingegen bei der Lagrange-Darstellung kein Materialtransport über die äußeren Gittergrenzen möglich ist.

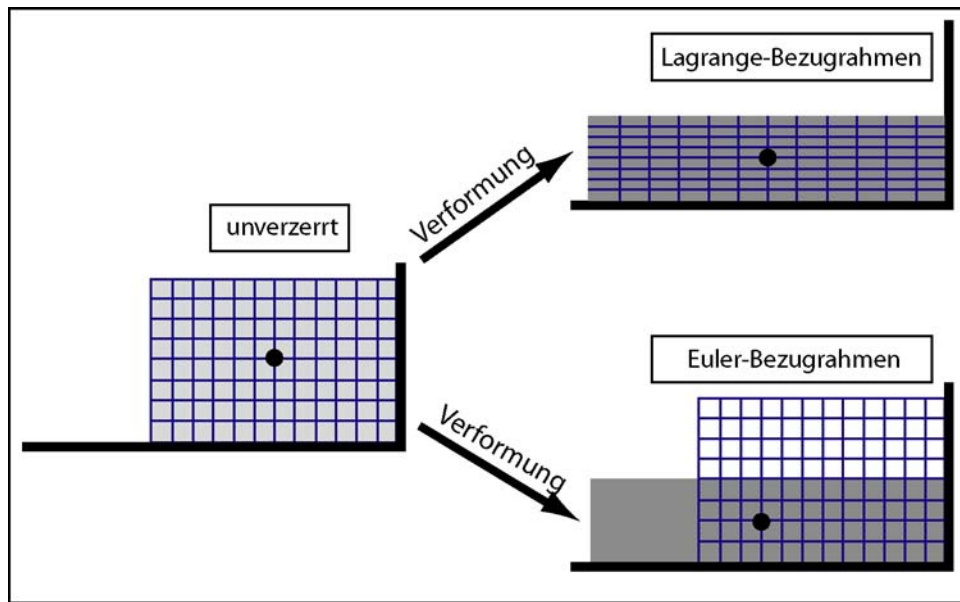


Abb. 3.2: Unterschiede in der Beschreibung von Bewegungen nach Lagrange und Euler:
Im Euler-Bezugssystem erfolgt Materialtransport relativ zum Koordinatensystem,
im Lagrange-Bezugssystem bewegt sich das Koordinatensystem mit dem Material;
Zeichnung nach STÜWE (2000).

In Bezug auf die Simulation geodynamischer Fragestellungen sind Gitterverzerrung und Flußgrenzen allerdings nicht die Entscheidungskriterien für die Euler-Darstellung. Ihre Nachteile liegen darin, daß nur die aktuelle Konfiguration des Körpers aufgezeichnet wird und somit die Grenzflächen zwischen unterschiedlichen Materialien während der Rechnung verwischen (z. B. CHRISTENSEN, 1992). Diese Einschränkungen machen die Euler-Darstellung für die Simulation lithosphärischer Deformationsprozesse nicht akzeptabel, weil sie die Einbindung von konstitutiven Gesetzen mit Materialgedächtnis und des lithologisch-rheologischen Lagenbaus der Lithosphäre in die Simulationen geodynamischer Prozesse nicht ermöglicht. Die Nachteile der Lagrange-Darstellung erschweren dagegen im Bereich der Geologie die Simulation exogener Prozesse und hoher Verformungsbeträge entlang von Scherzonen. Beide Nachteile sind allerdings im Gegensatz zu den Einschränkungen der Euler-Darstellung beherrschbar (Kap. 3.4.2 und 4.4). Die Modellierungen werden deshalb in dieser Arbeit nach der Lagrange-Formulierung mit impliziter Zeitintegration durchgeführt. Im FE-Programm ANSYS® stellt sie die Standardmethode zur Beschreibung von Bewegungen dar.

3.4 Spezielle Modellierungstechniken

3.4.1 Thermomechanische Kopplung

Die Temperatur ist ein bedeutender strukturemechanischer Parameter. Das mechanische Verhalten von Gesteinen im Bereich des Kriechregimes ist eine Funktion der Temperatur (Kap. 4.2.2). Durch Variationen im Temperaturfeld veranlaßte Änderungen der Gesteinsdichte verursachen thermische Spannungen und Vertikalbewegungen in der Lithosphäre, welche wiederum mit den thermischen und mechanischen Auswirkungen der exogenen Prozesse interagieren. Umgekehrt rufen Deformationsprozesse durch advektiven Wärmetransport Änderungen in der Temperaturverteilung hervor. Diese wechselseitige Einflußnahme von Verschiebungen und der Temperatur zwingt in einer dynamischen Prozeßsimulation zu einer laufenden Aktualisierung dieser Einflußgrößen. In ANSYS® gibt es allerdings für geologische Anwendungen keinen Elementtyp, der eine Berechnung von Temperatur und Verschiebungen in einem Arbeitsschritt ermöglicht. Deswegen werden in dieser Modellstudie strukturemechanische und thermische Berechnungen für den gleichen Zeitschritt sequentiell ausgeführt.

Dabei werden die im Strukturmodell ermittelten Verschiebungen auf die Knoten des Temperaturmodells übertragen. Mit der daraus sich ergebenden Änderung der Netzgeometrie ist der advektive Wärmetransport während der Deformation in die Simulation eingebunden. Anschließend werden die Knoten des Temperaturmodells örtlich fixiert und es erfolgt nun eine Neuberechnung der Temperaturen für denselben Rechenschritt unter rein konduktiven Bedingungen. Die aktualisierten Temperaturen werden im nächsten Zeitschritt auf die Knoten des Strukturmodells übertragen. Damit ist im Strukturmodell die Nachbildung temperaturabhängiger Deformationsprozesse möglich. Der Kopplung aus strukturemechanischer Berechnung und thermischer Analyse ist ein Berechnungsschritt vorgeschaltet, in dem eine anfängliche Temperaturverteilung für ein noch unverzerrtes FE-Modell ermittelt wird. Diese Temperaturverteilung wird dem ersten Strukturmodell der dynamischen Berechnung beaufschlagt.

Während eines strukturemechanischen Rechenschritts findet nur ein advektiver Wärmetransport statt. Der konduktive Transport wird erst in der folgenden Temperaturfeldberechnung für den gleichen Rechenschritt nachgeholt. Ein Temperatúrausgleich durch Diffusion vollzieht sich in der Lithosphäre langfristig in mehreren 10 Ma (z. B. BRAUN & BEAUMONT, 1987), sodaß mit Zeitschritten von maximal wenigen 100 Ta die sequentielle Kopplung von Struktur- und Temperaturmodell gerechtfertigt ist.

3.4.2 Kontaktelemente

Diskrete Scherzonen laufen dem Kontinuumsansatz, auf dem die FEM basiert, zuwider. Sie sind mechanische Diskontinuitäten, die von hoher Verformungsintensität gekennzeichnet sind. Die Nachbildung lokalisierter Deformation führt durch die Lagrangesche Beschreibung von Bewegungen (Kap. 3.3) in Verbindung mit der impliziten Zeitintegration (Kap. 3.2) zu einer starken Verzerrung der Kontinuums-elemente. Die enorme Deformation des FE-Netzes hat somit eine herabgesetzte Genauigkeit der numerischen Lösungen und erhebliche Konvergenzschwierigkeiten zur Folge. Diesen Problemen muß durch die Verwendung von Kontaktelementen abgeholfen werden.

Kontaktelemente sind Diskontinuitäten in einer mit finiten Elementen vernetzten Struktur. Sie belegen Außenlinien bzw. Oberflächen von getrennt vernetzten Blöcken, die in diesen Bereichen mit-

einander in Kontakt treten oder im Verlauf der Simulation in Kontakt treten können. Wie den Flächen- und Volumenelementen im Kontinuum der einzelnen Blöcke sind den Kontaktelementen Materialgesetze bzw. physikalische Eigenschaften zugewiesen. Kontaktelemente ermöglichen im Bereich der Strukturmechanik die Übertragung von Normal- und Tangentialspannungen oder in einer Temperaturfeldberechnung die Weitergabe von Wärmeenergie an den benachbarten, in Kontakt befindlichen FE-Block.

Die Kontaktelemente können in der Strukturmechanik mit Reibungskoeffizienten und Kohäsion belegt werden. Sie eignen sich daher in erster Linie für die Simulation von Bewegungen an Störungen im Bereich bruchhaften Verformungsverhaltens. Da Kontaktelemente in das FE-Netz vor Beginn der numerischen Simulation eingebunden werden müssen, ist ihre Anwendung nur für präexistierende Brüche statthaft. Ihre Impermeabilität für den Materialtransport und ihr Tiefenverlauf sind während einer dynamischen Simulation unveränderlich festgelegt und bedingen weitere Restriktionen, denen die Idealisierung des Untersuchungsgegenstandes Rechnung tragen muß (Kap. 4.2.3.2). Darüber hinaus erwachsen auch aus der Funktionsweise der Kontaktelemente Konsequenzen für die Rheologie und Festigkeit im darunterliegenden Kontinuum.

Die Funktionsweise von Kontaktelementen kann durch Federn visualisiert werden, die zwischen den Kontaktflächen befestigt sind. Tritt während einer Berechnung eine Lücke oder Durchdringung zwischen den Blöcken auf, erfolgt über Rückstellkräfte der Federn wieder eine Herstellung des Kontaktes (Abb. 3.3 a). Das Ausmaß der Kontaktlösung ist abhängig von den Federkonstanten und der Biegesteifigkeit sowie Festigkeit des darunter befindlichen Kontinuums. Je höher dessen Biegesteifigkeit/Festigkeit, desto wahrscheinlicher ist die Entstehung von Lücken, weil die geringe Internverformung keine Anpassung der Elementform an die Geometrie der Kontaktfläche erlaubt (Abb. 3.3b). Umgekehrt nimmt mit abnehmender Biegesteifigkeit/Festigkeit des Kontinuums die gegenseitige Durchdringung der Blöcke rasch zu (Abb. 3.3 c). Eine Wiederherstellung des Kontaktes durch die Federrückstellkräfte erfolgt nur dann, wenn während einer Berechnung die Distanz zwischen beiden Kontaktflächen einen vorgegebenen Wert nicht überschreitet. Ansonsten findet bei Durchdringung keine Konvergenz bei der Lösungsfindung statt oder entstandene Lücken werden nicht mehr geschlossen.

Es ist nicht möglich, durch beliebig hohe Federkonstanten eine Loslösung des Kontakts zu unterbinden. Hohe Federkonstanten führen innerhalb der Matrix $[K]$ der Gl. 3.1 zu sehr kleinen Beträgen mancher Matrixelemente, die im Bereich der Rundungsfehler anderer Matrixelemente liegen. Die Folge ist ebenfalls eine Nichtkonvergenz bei der Lösungsfindung. Es sind daher Federkonstanten zu wählen, die der Geometrie der Kontaktflächen und der Biegesteifigkeit/Festigkeit der Kontinuums-elemente angepaßt sind. Die Abhängigkeit der Federkonstanten von der Festigkeit der Flächen- und Volumenelemente hat zur Folge, daß auch oberflächennahe Kontinuums-elemente für eine numerische Kontaktanalyse einen gewissen Festigkeitsbetrag aufweisen müssen. Diese Bedingung steht im Widerspruch zu einigen Materialgesetzen für den Bereich des bruchhaften Verformungsverhaltens und hat bedeutende Auswirkungen auf die Rheologie im flachkrustalen Bereich und die Einbindung exogener Prozesse in die FE-Modellierung (Kap. 4.2.3.2 und 4.4.3.1).

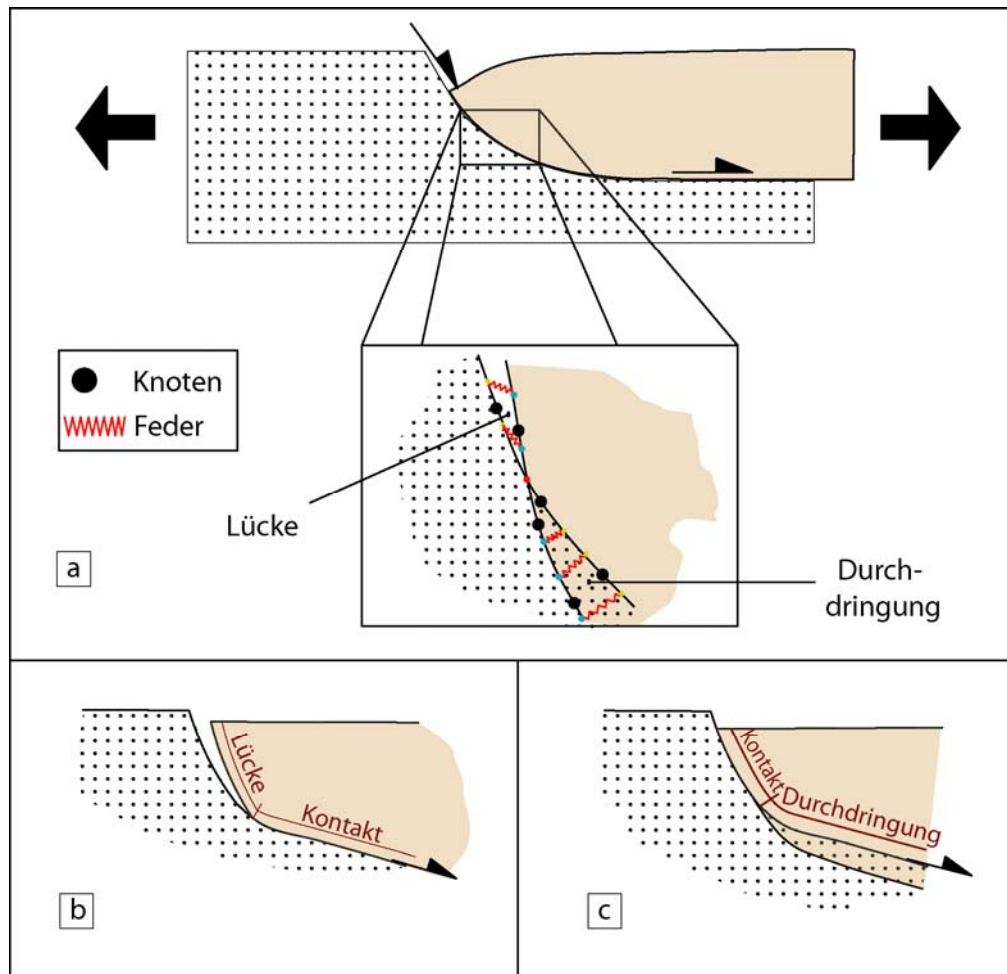


Abb. 3.3: Funktionsweise von Kontaktelementen am Beispiel einer Extension entlang einer listrischen Störung.

- a.** Liegendes und Hangendes werden während der Berechnung über Federrückstellkräfte deformiert, aufeinander zu bewegt und so in Kontakt gehalten.
- b.** Hohe Biegesteifigkeit/Festigkeit im Kontinuum verursacht Bildung von Lücken nahe der Modelloberfläche, die nicht mehr geschlossen werden.
- c.** Geringe Biegesteifigkeit/Festigkeit im Kontinuum bedingt rasche Durchdringung in größeren Tiefen und Nichtkonvergenz bei der Lösungsfindung.

In beiden Fällen **b.** und **c.** tritt keine nennenswerte Internverformung des Hangenden auf.

Die Einstellung der Federkonstanten muß auch während einer dynamischen Simulation mit der Änderung der Einflußfaktoren Geometrie, Biegesteifigkeit und Festigkeit aktualisiert werden. Der eigentlichen Ergebnisauswertung wird eine Prüfung auf Lücken oder Durchdringung im FE-Modell vorgeschaltet und die Simulation ggf. mit veränderten Federkonstanten neu gestartet.

4. Mathematische Beschreibung geodynamischer Prozesse und ihre Umsetzung in das numerische Modell

4.1 Begriffsdefinitionen

Es werden nachfolgend die wesentlichen in der Lithosphäre wirkenden physikalischen Prozesse beschrieben und ihre Umsetzung in das Simulationsprogramm vorgestellt. Es gelten folgende Festlegungen für eine mathematisch-physikalische Beschreibung dieser Prozesse:

- Lithologische Einteilung der Lithosphäre in Oberkruste, Unterkruste und Oberer Mantel
- Isotropie:
Die physikalischen Eigenschaften sind von jedem beliebigen Ort im Gestein ausgehend in alle Raumrichtungen unverändert.
- Räumliches Bezugssystem:
kartesisches Koordinatensystem mit den horizontalen Achsen x und y sowie der vertikalen Achse z.
- Vorzeichenkonvention nach der Geomechanik:
 - + Kompressive Spannungen sind positiv, tensionale Spannungen negativ.
 - + Einengung ist negativ, Extension ist positiv.

Mit dieser Vereinbarung sind Verschiebungen in negative Koordinatenrichtungen positiv.

- Ebene Verformung:
Bei strukturmechanischen Betrachtungen in Vertikalschnitten (x-z-Ebene) gilt für die Verformungsmatrix ε :

$$\varepsilon = \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & 0 & \varepsilon_{xz} \\ 0 & 0 & 0 \\ \varepsilon_{zx} & 0 & \varepsilon_{zz} \end{bmatrix} \text{ mit } \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz}$$

- Erfüllung des Trägheitsprinzips:
Für Problemstellungen über geologische Zeiträume ist das Newtonsche Trägheitsprinzip erfüllt, wonach die Summe aller auf ein indefinit kleines Volumenelement einwirkenden Kräfte in jede Koordinatenrichtung gleich 0 ist. Es treten keine Beschleunigungen oder Drehmomente auf. Die mathematische Entsprechung des Trägheitsprinzips lautet (RANALLI, 1987):

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho \cdot g_i = 0$$

$$\begin{aligned} \rho &: \text{Dichte in [kg/m}^3\text{]} \\ g_i &: \text{Fallbeschleunigung in [m/s}^2\text{]} \end{aligned}$$

In einer strukturmechanischen Berechnung ist das Trägheitsprinzip dann erfüllt, wenn in Gl. 3.1 die Reaktionskräfte des Mediums gleich dem äußeren Lastvektor \bar{f} sind.

4.2 Idealisierungen für das Strukturmodell

4.2.1 Spröddregime in kontinentaler Kruste

4.2.1.1 Physikalische Grundlagen

Linearelastisches Materialverhalten

Elastisches Materialverhalten in Gesteinen tritt bei niedrigen Umgebungsdrücken und Temperaturen sowie geringen deviatorischen Spannungen auf. Die elastische Verformung ist augenblicklich und reversibel. Lineare Elastizität liegt vor, wenn nur eine funktionale Beziehung zwischen Spannung σ_{ij} und Verformung ε_{ij} das elastische Materialverhalten beschreibt (JAEGER & COOK, 1979). Die konstitutive Beziehung zwischen beiden Größen lautet dann für ein isotropes Medium (RANALLI, 1987):

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1 + \nu}{E} \cdot \sigma_{ij} - \frac{\nu \cdot \sigma_m}{E} \cdot \delta_{ij} \quad (4.1)$$

- E** : statischer Elastizitätsmodul in [Pa], $E > 0$
 ν : statische Poissonzahl, $\nu < 0.5$
 σ_m : mittlere Spannung in [Pa]
 δ_{ij} : Einheitsmatrix

Gesteine zeigen über einen weiten Bereich deviatorischer Spannungen einen proportionalen Zusammenhang zwischen Spannung σ_{ij} und Verformung ε_{ij} (TWISS & MOORES, 1992). Ihre elastische Verformung kann somit durch Gl. 4.1 beschrieben werden. In den Ausdruck gehen die skalaren Materialparameter Elastizitätsmodul E und Poissonzahl ν ein. Beide sind neben der Lithologie auch von Druck und Temperatur abhängig. Der kombinierte Einfluß aller Faktoren bewirkt eine geringe Zunahme von E und ν mit der Tiefe (BERCKHEMER, 1990). Die elastische Verformung von Gesteinen beträgt meist weniger als 1 % und ist somit gegenüber irreversiblen Verformungen sehr gering (MEANS, 1990).

Plastisches Materialverhalten durch Bruch

Eine Zunahme der deviatorischen Spannungen auf eine Grenzspannung σ_Y bedingt ein plastisches Versagen des Mediums durch eine bleibende Verformung. Ändert sich die Größe der Grenzspannung σ_Y nach dem Eintreten des plastischen Versagens nicht, so liegt Perfekte Elastoplastizität vor. Andernfalls tritt Verformungshärtung oder Verformungsschwächung auf (Abb. 4.1).

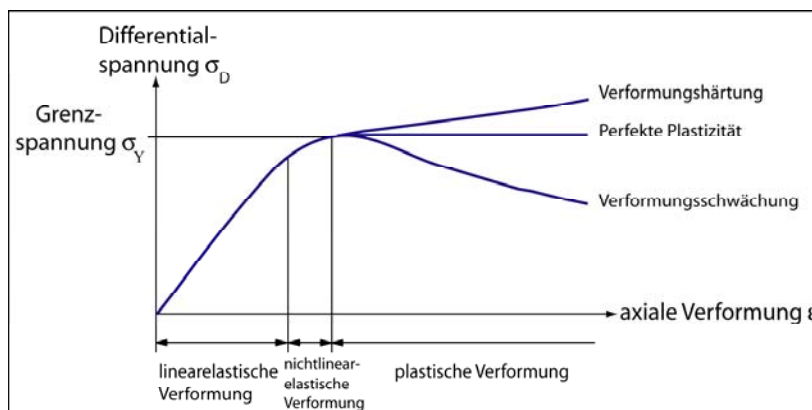


Abb. 4.1: Spannungsverformungsdiagramm bei axialer Kompression ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$).

In Gesteinen erfolgt bei niedrigen Temperaturen und Umgebungsdrücken das plastische Versagen durch Spröbruch. Der Eintritt der Plastizität wird durch ein Bruchkriterium F beschrieben, das eine Funktion der Spannungskomponenten σ_{ij} und Materialparameter k_i darstellt und die Grenzspannung σ_Y als Bruchfestigkeit beinhaltet (DAVIS & SELVADURAI, 2002):

$$\sigma_Y = F(\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}, \sigma_{xy}, \sigma_{yy}, \sigma_{yy}, k_1, k_2, \dots) \quad (4.2)$$

Experimentelle Studien zeigen, daß die Scherspannung σ_S für jede Flächenorientierung nur einen maximal möglichen Wert σ_{Skrit} annehmen kann, dessen Größe von den Materialparametern μ_i und σ_C sowie der Normalspannung σ_N auf diese Fläche abhängt. Die explizite Form der Gl. 4.2 lautet hierfür (JAEGER & COOK, 1979):

$$\sigma_Y = |\sigma_{Skrit}| = \sigma_C + \mu_i \cdot (\sigma_N - p_A) \quad (4.3)$$

- σ_{Skrit} : kritische Scherspannung in [Pa]
- σ_C : Kohäsion in [Pa]
- μ_i : interner Reibungskoeffizient
- p_A : Fluiddruck in [Pa]

Der interne Reibungskoeffizient μ_i weist einheitliche Werte um 0.75 für die meisten Lithologien auf (TWISS & MOORES, 1992). Aus der Beziehung $\mu_i = \tan(90-2\alpha)$ ergeben sich damit für den Bruchwinkel α zwischen der Störungsfläche und der Hauptnormalspannung σ_1 Werte um 27° . Fluide sind scherspannungsfrei und reduzieren durch ihre geringe Kompressibilität die Normalspannung auf eine potentielle Bruchfläche. Damit sinkt die zum Auslösen des Bruchs notwendige Grenzspannung σ_{Skrit} (HUBBERT & RUBEY, 1959).

Plastisches Materialverhalten durch Reibungsgleiten

Plastisches Versagen in Gesteinen kann ebenfalls durch Reibungsgleiten entlang einer bereits bestehenden Bruchzone stattfinden, wenn die Grenzspannung σ_{Skrit} auf dieser Flächenorientierung geringer ist als jene entlang der potentiellen Bruchfläche (SIBSON, 1985). Diese Bedingung ist an die Größe der Materialparameter Kohäsion σ_{CS} und Reibungskoeffizient μ_a in der präexistente Störungszone gebunden. Sie entsprechen meist nicht den Werten σ_C und μ_i auf der potentiellen Bruchfläche. Die Entstehung einer Bruchfläche bedeutet einen Kontinuitätsverlust und damit eine drastische Reduktion der Kohäsion auf einen Wert $\sigma_{CS} \ll \sigma_C$. Der zunehmende Versatz an einer Störung bewirkt die Entwicklung einer Scherzone endlicher Breite mit Bildung eines Störungskataklasits. Mit der Verlagerung der Relativbewegung in den Tektonit bestimmen dessen mechanische Eigenschaften die Größe des Reibungskoeffizienten (WHITE et al., 1986; BYERLEE, 1990). In der Störungszone beeinflussen sich Mineralreaktionen bzw. Spannungskorrosion an Rauigkeiten und der Fluidhaushalt gegenseitig. Eine weitere Modifikation der mechanischen Eigenschaften von Störungsoberflächen und Tektonit sowie ein vom umgebenden Gestein abweichender Fluiddruck in der Störungszone sind die Folgen (ATKINSON, 1984; KERRICH, 1986; SLEEP & BLANPIED, 1994). HILL (1993) faßt den kombinierten Einfluß von Fluiddruck im Störungskataklasit, dessen mechanischen Eigenschaften sowie den mechanischen Eigenschaften der Störungsoberflächen auf die Festigkeit der Störungszone zu dem scheinbaren Reibungskoeffizienten μ_a zusammen. Die Gl.

4.3 kann dadurch für präexistente Schwächezonen als ein Reibungskriterium mit der Reibungsfestigkeit $\sigma_{S\text{krit}}$ redefiniert werden:

$$\sigma_Y = |\sigma_{S\text{krit}}| = \sigma_{CS} + \mu_a \cdot (\sigma_N - p_A) \quad (4.4)$$

$$\text{mit: } \mu_a = \mu_i \cdot \left(\frac{\sigma_N - p_S}{\sigma_N - p_A} \right)$$

- σ_{CS} : Kohäsion in der Störungszone in [Pa]
- μ_a : scheinbarer Reibungskoeffizient
- μ_i : interner Reibungskoeffizient
- p_S : Fluiddruck in der Störungszone in [Pa]
- p_A : Fluiddruck außerhalb der Störungszone in [Pa]

Neben dem Unterschied zwischen den Fluiddrücken gibt es weitere, nachrangige Einflußfaktoren auf die Größe des scheinbaren Reibungskoeffizienten μ_a . Unter ihnen ist die Auswirkung der Scherrate am bedeutendsten (BLANPIED et al., 1998). Mit steigender Scherrate sinkt meist der Reibungskoeffizient und es werden Werte erreicht, die häufig ca. 75 % des statischen Koeffizienten (Scherrate = 0) betragen (KILGORE et al., 1993; BEELER et al., 1994). Im Falle statischen Verhaltens nimmt der Koeffizient mit dem Logarithmus der Zeit zu (MARONE, 1998). Diese Abhängigkeiten sind nur auf feuchten Störungen ($p_A > 0$) zu beobachten (DIETERICH & CONRAD, 1984). Die Ursache für diese Zusammenhänge sowohl für den statischen als auch den dynamischen Fall liegt darin, daß sich mit steigender Scherrate die Wirkungsdauer von submikroskopischen Deformationsmechanismen verkürzt, die nur in Gegenwart von Wasser ablaufen. Diese Deformationsmechanismen führen zu einer Verschweißung der Kontaktflächen und folglich zu einer Erhöhung des Reibungskoeffizienten (DIETERICH & KILGORE, 1994; NAKATANI, 2001). Es liegen mathematische Formulierungen des Reibungskriteriums vor, die den Einfluß der Scherrate auf den Scherwiderstand berücksichtigen (z. B. DIETERICH, 1979; RUINA, 1983). Eine quantitative Verknüpfung in einem Versagenskriterium mit den Fluiddrücken als Primärfaktor ist allerdings noch nicht erfolgt.

BYERLEE (1978) ermittelte aus Laborexperimenten Werte für die Materialparameter σ_{CS} und μ_a über eine große Bandbreite von Umgebungsdrücken. Die Angaben in Bezug auf μ_a gelten für trockene Störungen ($p_S \ll p_A$), womit statischer und dynamischer Koeffizient identisch sind:

- I. für $\sigma_N - p_A \leq 200$ MPa: $\sigma_{CS} = 0$ MPa; $\mu_A = 0.85$
- II. für $\sigma_N - p_A \geq 200$ MPa: $\sigma_{CS} = 60$ MPa; $\mu_A = 0.60$

In Experimenten mit feuchten Störungen ($p_S > p_A$), die bei Umgebungsdrücken $\sigma_N - p_A \leq 100$ MPa durchgeführt wurden, erniedrigten sich die Werte für den statischen Koeffizienten μ_a von 0.85 auf ca. 0.60 (DIETERICH & CONRAD, 1984). Nach diesen Angaben stellt bei niedrigen Umgebungsdrücken der Übergang von Bruchentstehung zu Reibungsgleiten eine Verformungsschwächung dar. Eine Abnahme der Grenzspannung ist vor allem auf die drastische Reduktion der Kohäsion auf $\sigma_{CS} \approx 0$ zurückzuführen. Auf feuchten Störungen bewirkt zudem die Einstellung eines dynamischen Reibungskoeffizienten $\mu_a < \mu_i$ eine weitere Herabsetzung der Grenzspannung. Gleitung ist damit auch an solchen Störungszone möglich, die aufgrund ihrer Präexistenz eine von $\alpha \approx 27^\circ$ abweichende Orientierung zur momentanen, regionalen Ausrichtung der Hauptnormalspannung σ_1

aufweisen (SIBSON, 1985). Die Werte BYERLEES (1978) und von DIETERICH & CONRAD (1984) für niedrige Umgebungsdrücke von $\sigma_N - p_A \leq 200$ MPa wurden an glatten Störungen ohne wesentliche Entwicklung eines Störungsbelauges durchgeführt. Unter realen Bedingungen gelten die Angaben damit vornehmlich für Schwächezonen mit geringen Versatzgrößen im lokaltektonischen Rahmen.

An Störungszonen im regional- oder globaltektonischen Rahmen treten allerdings auch signifikante Abweichungen des Reibungskoeffizienten μ_a nach unten auf (z. B. GEIST & ANDREWS, 2000). Diese Abweichungen sind durch Akkumulation hoher Versatzbeträge veranlaßt, welche zur Bildung von Störungskataklasiten und vom umgebenden Gestein abweichende Fluiddrücke führen (CHESTER & LOGAN, 1986). Die Variabilität in der Größe des scheinbaren Reibungskoeffizienten μ_a läßt sich auf Schwankungen im Fluiddruck p_S zurückführen (HILL, 1993), dessen räumlicher Bezug im Gegensatz zu dem Parameter p_A auf die Störungszone begrenzt ist. Die Größe der Fluiddrücke p_S und p_A ist in mit Schwächezonen penetrativ durchsetzten Krustenbereichen nahezu unbekannt (vgl. SIBSON, 1990; STREIT, 1997; TOWNEND & ZOBACK, 2000). Die Ermittlung des Reibungskoeffizienten μ_a über die Inversion von Spannungstensoren nach Betrag und Richtung setzt dabei immer Annahmen über die Höhe von p_S und p_A voraus (z. B. PLENEFISH & BONJER, 1997), wobei der Fluiddruck in der Störungszone stärkeren Schwankungen unterliegt als der Fluiddruck im umgebenden Gestein. Störungszonen im regional- oder globaltektonischen Rahmen können durch den kombinierten Effekt von geringer Kohäsion und kleinem Reibungskoeffizienten selbst bei einer krassen Mißorientierung zum momentanen regionalen Spannungsfeld reaktiviert werden (SIBSON, 1985).

Die Angaben BYERLEES (1978) und von DIETERICH & CONRAD (1984) konnten für viele natürliche Beispiele bestätigt werden (z. B. BRUDY et al., 1997; LUND & ZOBACK, 1999). Diese Übereinstimmung zwischen Natur und Experiment weist darauf hin, daß die kontinentale Kruste penetrativ von präexistenten Störungen durchsetzt ist und sich in einem kritischen Spannungszustand befindet, der im Sprödbereich adäquat durch das Reibungskriterium beschrieben werden kann (TOWNEND & ZOBACK, 2000). Im strukturmechanischen Sinne können Störungszonen des regional- oder globaltektonischen Rahmens als Diskontinuitäten aufgefaßt werden, die elasto-plastische Kontinua mit den genannten Kennwerten für σ_{CS} und μ_a gegeneinander abgrenzen.

Konstitutive Beziehungen bei Plastizität

Die Versagenskriterien formulieren den Spannungszustand, unter dem plastisches Versagen auf einer konkreten Flächenorientierung geschehen kann oder geschieht. Die vollständige Beschreibung einer plastischen Reaktion benötigt weitere Formalismen, die Spannung und Verformung bzw. ihre zeitlichen Ableitungen zueinander in Beziehung setzen (z. B. HOBBS et al., 1990; DAVIS & SELVADURAI, 2002). Ihre Umsetzung in eine numerische Simulation macht die Bereitstellung zusätzlicher Kennwerte notwendig. Diese haben aufgrund der Großmaßstäblichkeit dieser Modellstudie keinen Einfluß auf das strukturmechanische Verhalten in der Lithosphäre. Die Einstellung der Kennwerte folgt deshalb lediglich dem Zweck besserer Lösungsfindung in den Berechnungen.

4.2.1.2 Implementierung des Sprödverhaltens

Für die Simulation linearelastischer Verformung werden die Materialparameter E und ν für Oberkruste, Unterkruste und Mantel bereitgestellt. Die jeweils tiefere lithologische Einheit weist höhere, innerhalb der Einheit aber konstante Werte für beide Parameter aus. Damit wird der Zunahme beider Kenngrößen mit der Tiefe hinreichend entsprochen.

Die Einbindung bruchhaften Materialverhaltens in die strukturmekanischen Berechnungen geschieht mit verschiedenen Modellierungstechniken. Schwächezonen, bei denen während der Simulation ein großer Versatz zwischen den Störungsblöcken mit der Entwicklung eines Störungskataklasits und abweichender Fluiddrücke zu erwarten ist, werden durch Kontaktelemente emuliert (Kap. 3.4.2). Für die penetrative Durchsetzung der Kruste mit präexistierenden Störungen beliebiger Orientierung wird den Flächen- und Volumenelementen des FE-Netzes ein perfekt-plastisches Materialgesetz mit den Werten BYERLEES (1978) und von DIETERICH & CONRAD (1984) aufgeprägt.

Versagenskriterium in den Kontinuumsselementen

Für die Nachstellung perfekt-plastischen Deformationsverhaltens ist in ANSYS® das Versagenskriterium nach Drucker-Prager vorgesehen. Dieses stellt eine Erweiterung des Reibungskriteriums (Gl. 4.4) um den Einfluß der mittleren Hauptnormalspannung σ_2 dar. Ergebnisse aus Triaxialversuchen und natürliche Beispiele zeigen auf, daß für $\sigma_2 \approx \sigma_3$ bis $\sigma_2 \approx 0.75 \cdot \sigma_1$ das plastische Materialverhalten hinreichend mit den genannten zweidimensionalen Versagenskriterien dargestellt werden kann (MANDL, 2000). Das Drucker-Prager-Kriterium sieht dagegen einen zu weit gefaßten Bereich elastischer Deformation vor (HILL, 1998; DAVIS & SELVADURAI, 2002). Es wird deshalb in den Modellierungen nicht verwendet.

Die Simulation perfekt-plastischer Rheologie wird mit der BISO-Option durchgeführt. Die Option sieht eine temperaturabhängige Grenzspannung σ_Y vor. Im FE-Modell werden den Knotentemperaturen die Festigkeitswerte zugewiesen, die das druckabhängige Reibungskriterium für die Tiefe des Knotens vorsieht. Um den Tiefenverlauf der Festigkeit im Sprödregime der Lithosphäre zu ermitteln, müssen Scher- und Normalspannung der Gl. 4.4 durch Hauptnormalspannungen ausgerückt werden. Die Umformung in Anlehnung an SIBSON (1974) führt je nach tektonischem Regime zu verschiedenen Festigkeitsverläufen. Für Abschiebungen ergibt sich mit $\sigma_1 = \sigma_V$:

$$\sigma_Y = \sigma_D = -\frac{S}{K} + \frac{K-1}{K} \cdot \sigma_V \cdot (1-\lambda) \quad (4.5)$$

$$\text{mit: } S = \frac{2 \cdot \sigma_{CS} \cdot \sin(2\alpha)}{1 - \cos(2\alpha)}; \quad K = \frac{1 + \cos(2\alpha)}{1 - \cos(2\alpha)}$$

- σ_D : Differentialspannung in [Pa]
- σ_{CS} : Kohäsion in der Störungszone in [Pa]
- σ_V : vertikale Hauptnormalspannung in [Pa]
- λ : Porenfluidfaktor
- α : Bruchwinkel

Für Blattverschiebungen ist bei $\sigma_2 = \sigma_V$ und $\sigma_2 = (\sigma_1 + \sigma_3)/2$:

$$\sigma_Y = \sigma_D = \frac{2 \cdot (S + (K - 1) \cdot \sigma_V)}{K + 1} \cdot (1 - \lambda) \quad (4.6)$$

Für ein Kompressionsregime mit Auf- bzw. Überschiebungen ist unter der Annahme von $\sigma_3 = \sigma_V$:

$$\sigma_Y = \sigma_D = -S + (K - 1) \cdot \sigma_V \cdot (1 - \lambda) \quad (4.7)$$

In die Gl. 4.5 bis 4.7 geht der Bruchwinkel α ein, wodurch über die Formel $\mu_a = \tan(90 - 2\alpha)$ auch der scheinbare Reibungskoeffizient μ_a mit dem Fluiddruck p_s berücksichtigt ist. Der Porenfluidfaktor λ ist der Anteil des Fluiddrucks p_A an der vertikalen Hauptnormalspannung σ_V :

$$\lambda = \frac{p_A}{\sigma_V} = \frac{p_A}{\rho \cdot g \cdot z} \quad (4.8)$$

- p_A : Fluiddruck im umgebenden Gestein in [Pa]
- ρ : durchschnittliche Gesteinsdichte in [kg/m³]
- g : Fallbeschleunigung, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$
- z : Tiefe in [m]

Über den Porenfluidfaktor wird die von der Störungsorientierung unabhängige Abnahme der Normalspannung σ_N durch den Fluiddruck p_A eingebunden.

Bohrlochspannungsmessungen in Süddeutschland bis in 9 km Tiefe ergaben einen scheinbaren Reibungskoeffizienten von durchschnittlich $\mu_a \approx 0.65$ bei einem Porenfluidfaktor von $\lambda \approx 0.4$ und einer Kohäsion von $\sigma_{CS} \approx 0 \text{ MPa}$ (BRUDY et al., 1997; ZOBACK & HARJES, 1997). Nach Gl. 4.5 resultiert aus den Daten für eine oberkrustale Dichte von $\rho = 2750 \text{ kg/m}^3$ ein Festigkeitsgradient von ca. $\sigma_D = 12 \text{ MPa/km}$ für ein Extensionsregime. Für Blattverschiebungen nimmt die Festigkeit mit der Tiefe gemäß Gl. 4.6 um $\sigma_D = 18 \text{ MPa/km}$ zu. Für Auf- bzw. Überschiebungen beträgt der Festigkeitsgradient nach Gl. 4.7 $\sigma_D = 39 \text{ MPa/km}$. Diese Festigkeitsgradienten werden in der Modellstudie über die ganze Tiefe des Sprödregimes beibehalten. Es erfolgt keine Umstellung auf den Laborwert $\mu_a = 0.60$ von BYERLEE (1978) bei hohen Umgebungsdrücken ($\sigma_N - p_A \geq 200 \text{ MPa}$), weil die Abweichungen in Bezug auf die Festigkeitsgradienten mit $\ll 1 \text{ MPa/km}$ unbedeutend sind.

Nach den Ausdrücken 4.5 bis 4.7 sind an der Erdoberfläche alle Hauptnormalspannungen und damit die Festigkeit eines Gesteinsverbandes gleich null. Im Gegensatz hierzu zeigen Bohrlochspannungsmessungen in Festgesteinen, daß beide horizontalen Hauptnormalspannungen σ_H und σ_h oberflächennah nicht mehr der linearen Abnahme des Überlagerungsdruckes σ_V folgen, sondern annähernd konstante Werte von bis zu wenigen 10er MPa annehmen (z. B. BRUDY et al., 1997). Der Grund für diesen abweichenden Verlauf beider horizontaler Hauptnormalspannungen ist vermutlich die erosive Entlastung einer Gesteinssäule. Sie bewirkt eine uniaxiale Verformung in vertikaler Richtung. Die horizontalen Spannungskomponenten bemessen sich bei Erosion nach der Randbedingung, wonach in horizontaler Richtung keine Verformungen auftreten. Deren Reduktion fällt in der Folge entsprechend geringer aus als jene des Überlagerungsdruckes und erzeugt oberflächennah ein kompressives Regime (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982). Gesteine besitzen an der Erdoberfläche mindestens einen Festigkeitswert, welcher der Differenz aus beiden horizontalen Hauptnormalspannungen entspricht. Die obersten Elementreihen werden daher abweichend vom

Reibungskriterium mit einer konstanten Festigkeit versehen. Die Kontinuumsselemente darunter erhalten die ihrer Tiefe entsprechenden Festigkeitswerte nach den errechneten Gradienten von 12, 18 oder 39 MPa/km (Abb. 4.2).

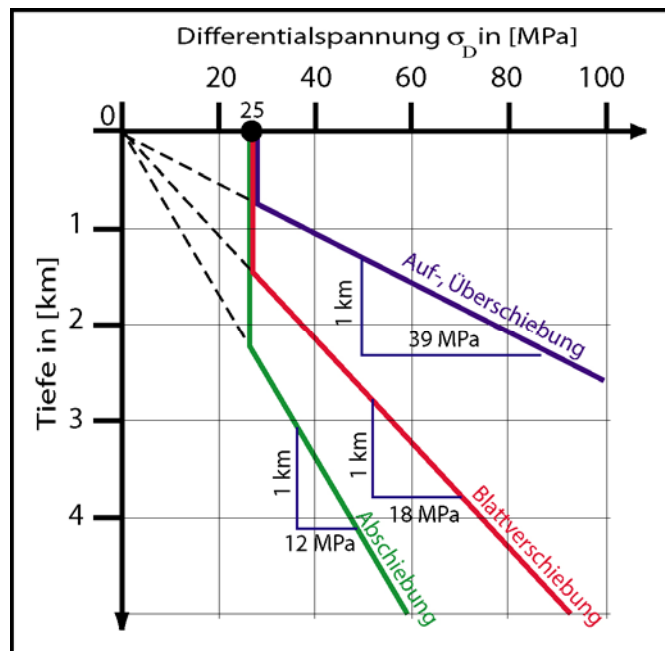


Abb. 4.2: Tiefenverlauf der Differentialspannung σ_D im Kontinuum.

Die Anwendung von Kontaktelementen setzt voraus, daß oberflächennahe Kontinuumsselemente einen gewissen Festigkeitsbetrag aufweisen müssen (Kap. 3.4.2). Dieser Zwang ist physikalisch legitimiert durch die besonderen Spannungsverhältnisse infolge erosiver Entlastung eines Gesteinsverbandes. Der genaue Festigkeitswert der obersten Elementreihe wird festgelegt nach dem Zweck bestmöglicher Kontaktfindung zwischen den Störungsblöcken und schwankt zwischen 20 und 30 MPa. Die Schwankungen haben keinerlei Einfluß auf das strukturelle Verhalten im großmaßstäblichen FE-Modell.

Versagenskriterium auf den Kontaktelementen

Die Kontaktelemente repräsentieren präexistente oberkrustale Verwerfungen im ORG-Gebiet. Sie werden gemäß dem Reibungskriterium (Gl. 4.4) mit dem scheinbaren Reibungskoeffizienten μ_a belegt. Der Parameter μ_a wird aufgrund der Unkenntnis über die Größe des Fluiddrucks p_s in einer Störungszone als eine unabhängige Variable behandelt, die auf Basis von Laborexperimenten und natürlichen Beispielen einen breiten Wertebereich annehmen kann. Die Variation zwischen dem statischen und dynamischen, scheinbaren Reibungskoeffizienten liegt innerhalb dieses Wertebereichs, sodaß zwischen ihnen keine Unterscheidung vorgenommen wird.

Es wird keine Kohäsion σ_{CS} auf den Kontaktelementen berücksichtigt. Sie nimmt mit der Tiefe aufgrund von Kompaktion und Lithifikation des Störungskataklasits zwar zu (BYERLEE, 1978; STREIT, 1997). Allerdings ist sie mit mittleren Werten von 10 MPa bis 60 MPa für einen lithifizierten Störungskataklasit unbedeutend gegenüber den Unsicherheiten in der Größe der Fluiddrücke p_A und p_S und deren Auswirkungen auf die Größe des scheinbaren Reibungskoeffizienten μ_a (SCHOLZ, 2002).

4.2.2 Kriechregime in kontinentaler Kruste

4.2.2.1 Physikalische Grundlagen

Viskoelastisches Materialverhalten

Bei höheren Umgebungsdrücken und/oder hohen Temperaturen erfolgt in Gesteinen bleibende Verformung durch einen submikroskopischen Materialtransfer. Es vollzieht sich bei diesen P-T-Bedingungen vornehmlich eine Bewegung von Gitterfehlern entlang kristallographisch indizierbarer Gleitebenen (Dislokationskriechen) oder ein inter- und intrakristalliner Transport von Punktdefekten (Diffusionskriechen). Das Aufbringen deviatorischer Spannungen führt neben einer elastischen Reaktion auch zu einer sofortigen permanenten Verformung durch diese Kriechmechanismen. Dabei nimmt das Ausmaß der irreversiblen Formänderung mit der Größe deviatorischer Spannungen zu. Es existiert aber keine zu erreichende Grenzspannung σ_Y für die Initiierung der Formänderung wie bei einer plastischen Reaktion. Das Deformationsverhalten von Gesteinen entspricht somit dem eines viskoelastischen Mediums. Die konstitutive Beziehung für ein solches Medium lautet unter der Annahme linearer Elastizität und Isotropie in Anlehnung an CHRISTENSEN (1982):

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1+\nu}{E} \cdot \sigma_{ij} - \frac{\nu \cdot \sigma_m}{E} \cdot \delta_{ij} + \frac{\sigma_{ij}}{\eta_{\text{eff}}} \cdot t \quad (4.9)$$

- ε_{ij} : Verformungskomponente
- ν : statische Poissonzahl, $\nu < 0$
- E : statischer Elastizitätsmodul in [Pa], $E > 0$
- σ_{ij} : Spannungskomponente in [Pa]
- σ_m : mittlere Spannung in [Pa]
- δ_{ij} : Einheitsmatrix
- η_{eff} : effektive dynamische Viskosität in [Pa·s]
- t : Zeit in [s]

Gesteine erfahren bei viskoelastischer Verformung wegen dem Fehlen transgranularer Bruchstrukturen keinen Kontinuitätsverlust. Die viskoelastische Verformung ist somit volumenkonservativ ($|\nu| = 0.5$), die viskose Deformation darüber hinaus druckinsensitiv (TWISS & MOORES, 1992). Die effektive dynamische Viskosität η_{eff} in Gl. 4.9 bezeichnet den Widerstand des Gesteins, sich unter dem Einfluß deviatorischer Spannungen kriechend zu verformen (RANALLI, 1987). Sie wird durch eine empirisch-mathematische Beziehung ermittelt, deren Form von der Art des vorherrschenden Deformationsmechanismus abhängig ist. In der Lithosphäre vollzieht sich die Kriechverformung dominant durch Dislokationskriechen (HANDY, 1990b). Für diesen Deformationsmechanismus lautet die Gleichung zur Berechnung der effektiven Viskosität η_{eff} (WILLIAMS & RICHARDSON, 1991):

$$\eta_{\text{eff}} = 0,5 \cdot \dot{\varepsilon}_e^{\left(\frac{1-n}{n}\right)} \cdot A_1^{-\frac{1}{n}} \cdot e^{\left(\frac{Q_1}{n \cdot R \cdot T}\right)} \quad (4.10)$$

$$\text{mit: } \dot{\varepsilon}_e = \sqrt{\frac{2}{9} \left[(\dot{\varepsilon}_1 - \dot{\varepsilon}_2)^2 + (\dot{\varepsilon}_2 - \dot{\varepsilon}_3)^2 + (\dot{\varepsilon}_3 - \dot{\varepsilon}_1)^2 \right]} = \sqrt{\frac{1}{3} \cdot \dot{\mathbf{E}}_2}$$

- η_{eff} : effektive dynamische Viskosität in [Pa·s^{-2s}]
- $\dot{\varepsilon}_e$: äquivalente Verformungsrate in [s⁻¹]
- n : Exponent

- A_1 : Vorfaktor in $[\text{Pa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}]$
 Q_1 : Kriechaktivierungsenergie in $[\text{J} \cdot \text{mol}^{-1}]$
 R : universelle Gaskonstante, $R = 8.31441 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
 T : Temperatur in $[\text{K}]$
 $\dot{\mathbf{E}}_2$: zweite Invariante des deviatorischen Verformungsratentensors in $[\text{s}^{-1}]$

Einflußfaktoren auf die Größe der Viskosität η_{eff} sind neben der Temperatur die Parameter Q_1 , A_1 sowie der Exponent n , welche wiederum von Gesteinszusammensetzung und Fluidgehalt abhängen. Der Exponent n erreicht meist Werte von $n \geq 3$. Die effektive Viskosität η_{eff} ist folglich nach Gl. 4.10 auch eine Funktion der Verformungsrate $\dot{\epsilon}_e$.

Der relative Anteil elastischer und viskoser Verformungskomponenten an der Verformung ϵ_{ij} bemißt sich nach der Rate, mit der eine Belastung aufgebracht wird, und der Zeitspanne seit dem Erreichen einer unveränderten Lastgröße (RANALLI, 1987). Eine plötzliche Belastung bewirkt in einem viskoelastischen Medium neben einer viskosen Reaktion den sofortigen Aufbau elastischer Spannungen und Verformungen. Bleibt die Belastung über die Zeit unverändert, findet ein Abbau der elastischen Reaktion zugunsten einer viskosen Verformung statt. Ein Maß für die Abbaurate ist die Maxwell-Relaxationszeit τ_M (CHRISTENSEN, 1982):

$$\tau_M = \frac{3 \cdot \eta}{E} \quad \text{für } |\nu| = 0,5 \quad (4.11)$$

- τ_M : Relaxationszeit in $[\text{s}]$
 η : Viskosität in $[\text{Pa} \cdot \text{s}]$
 E : statischer Elastizitätsmodul in $[\text{Pa}]$

Nach Ablauf der Zeitspanne τ ist die elastische Spannung auf ca. 36 % des ursprünglichen Wertes gesunken. Für die Viskosität η muß der Formelausdruck nach Gl. 4.10 eingesetzt werden, wenn Dislokationskriechen im Gestein auftritt.

Das Exponentengesetz

Kriechgesetze stellen eine konstitutive Beziehung zwischen deviatorischer Spannung und Verformungsrate im Bereich viskoser Verformung dar. Mit dem Einsetzen des Formelausdrucks für die Viskosität η_{eff} in die Gl. 4.9 wird die Beziehung zwischen beiden Größen nichtlinear (TSENN & CARTER, 1987):

$$\sigma_e = \left(\frac{\dot{\epsilon}_e}{A_1} \right)^{\frac{1}{n}} \cdot e^{\left(\frac{Q_1}{n \cdot R \cdot T} \right)} \quad (4.12)$$

$$\text{mit: } \sigma_e = \sqrt{\frac{1}{2} \cdot [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2]} = \sqrt{\frac{3}{2} \cdot J_2}$$

- σ_e : äquivalente Spannung in $[\text{Pa}]$
 J_2 : zweite Invariante des deviatorischen Spannungstensors in $[\text{Pa}]$

Die Gl. 4.12 wird als Exponentengesetz bezeichnet. Sie beschreibt phänomenologisch eine nicht-linear-viskose Verformung einer bestimmten Lithologie, bei der für eine unveränderte Last σ_e die Verformungsrate $\dot{\epsilon}_e$ ebenfalls konstant bleibt. Im submikroskopischen Bereich liegt ein stationäres Gleichgewicht aus verformungshärtenden und -schwächenden Prozessen innerhalb des Dislokationskriechregimes vor. Durch den Term $e^{Q/(n \cdot R \cdot T)}$ sind die Größe der Spannung σ_e und Verfor-

mungsrates $\dot{\epsilon}_e$ in höchstem Maße von der Temperatur T und der Kriechaktivierungsenergie Q_1 abhängig.

Die Verwendung der beiden Invarianten σ_e und $\dot{\epsilon}_e$ im Exponentengesetz ermöglicht eine Beschreibung stationärer Kriechverformung für den allgemeinen Spannungszustand $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Unter der Bedingung $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ist in dreidimensionalen Analysen nach Gl. 4.12 die äquivalente Spannung σ_e mit der Differentialspannung σ_D identisch. Die mathematische Definition beider Invarianten basiert auf dem modifizierten Mises-Hencky-Kriterium, das ein plastisches Versagen eines Mediums an das Erreichen einer kritischen Scherspannung auf oktahedralen Flächensystemen koppelt (DOGHRI, 2000). Das Versagen nach Mises-Hencky gilt für isotropes, volumenkonservatives und druckinsensitives Materialverhalten ohne Bauschinger-Effekt wie es Gesteine unter den P-T-Bedingungen des Kriechregimes zeigen. In Anlehnung an dieses Versagenskriterium werden die äquivalente Spannung σ_e bzw. die Differentialspannung σ_D bei viskoser Verformung auch als Kriechfestigkeit bezeichnet, unter der sich das Gestein mit stationärer Verformungsrate $\dot{\epsilon}_e$ bleibend verformt (z. B. STÜWE, 2000). Sie entsprechen aber nicht einer Grenzspannung σ_Y des elastoplastischen Spröde regimes, mit deren Erreichen erst permanente Verformung einsetzt. Aus diesem Grund wird in dieser Modellstudie eine Klassifizierung verschiedener Rheologien nach der Größe der effektiven Viskosität η_{eff} gemäß Gl. 4.10 vorgenommen und diese entsprechend als 'geringviskos' bis 'hochviskos' bezeichnet. Der Vergleich der Rheologien kann nach Gl. 4.10 nur für gleiche Temperaturen und Verformungsraten geschehen.

Das Exponentialgesetz

Innerhalb der P-T-Bedingungen, in denen viskose Verformung von Gesteinen stattfindet, variieren die Kriechparameter A , Q und n mit der Größe der äquivalenten Spannung. Insbesondere der Exponent n weist eine hohe Veränderlichkeit auf. Das Deformationsverhalten wird bei mittleren äquivalenten Spannungen hinreichend durch das Exponentengesetz mit Werten von $n \approx 3 \dots 5$ beschrieben. Zu hohen Spannungswerten hin verzeichnet allerdings der Exponent n einen starken Anstieg auf $n \gg 5$. Den experimentellen Daten kann in diesem Spannungsbereich anstatt durch Anpassung von n im Exponentengesetz besser durch ein anderes Kriechgesetz entsprochen werden (GOETZE, 1978):

$$\sigma_e = \ln\left(\frac{\dot{\epsilon}_e}{A_2}\right) \cdot \left(-\frac{R \cdot T}{\zeta_E \cdot Q_2}\right) \quad (4.13)$$

A_2 : Vorfaktor in $[\text{Pa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}]$

ζ_E : Spannungsmultiplikator

Q_2 : Kriechaktivierungsenergie in $[\text{J} \cdot \text{mol}^{-1}]$

Die Gl. 4.13 wird als Exponentialgesetz bezeichnet. Im Exponentialgesetz ist die äquivalente Spannung insensitiver gegenüber Änderungen in der Verformungsrate und der Temperatur als im Exponentengesetz. Dementsprechend strebt die Viskosität η_{eff} für hohe äquivalente Spannungen asymptotisch einem Grenzwert entgegen. Die äquivalente Spannung, bei der es zu einem Übergang zwischen beiden Kriechgesetzen kommt (power law breakdown), wird nach der Größe des temperatur- und lithologieabhängigen Schermoduls bemessen und liegt zwischen 300 MPa für Plagioklas und 600 MPa für Olivin (TSENN & CARTER, 1987).

Beiden Kriechgesetzen liegt im submikroskopischen Bereich das Wandern von Dislokationen zugrunde. Zu geringen deviatorischen Spannungen hin werden Diffusionsmechanismen dominant.

Das diffusionskontrollierte Kriechen ist des weiteren an sehr hohe Temperaturen und sehr kleine Korngrößen gebunden und tritt deshalb vermutlich nur in Scherzonen innerhalb des Kriechregimes auf (KARATO & WU, 1993).

Lokalisierung der viskosen Verformung in Scherzonen

Die viskose Verformung kann entweder raumgreifend (duktil) oder lokalisiert in Scherzonen erfolgen. Die Bildung einer Scherzone hat eine Abnahme der Viskosität zur Folge, die Reduktion der Viskosität ist aber keine hinreichende Bedingung für den Beginn einer Verformungskonzentration (HOBBS et al., 1990; DRURY et al., 1991). Es werden hierfür auf submikroskopischer Ebene eine Reihe von Reaktionsprozessen und Deformationsmechanismen vorgeschlagen (POIRIER, 1980). Sie können vom Nebengestein abweichende mineralogische Zusammensetzungen und Gefügestrukturen in einer Scherzone hervorrufen (z. B. TULLIS & YUND, 1987). Eine Verformungskonzentration ist darüber hinaus aber nur möglich, wenn ein kritischer Verformungsbetrag überschritten wird, um die verformungsschwächenden Prozesse zu initiieren, und die Reduktion der Viskosität rasch auf einen stark erniedrigten Wert erfolgt (FREDERIKSEN & BRAUN, 2001).

Die behandelten Kriechgesetze gelten aufgrund der Formulierung über die Invarianten σ_e und $\dot{\epsilon}_e$ auch für viskose Deformation in Scherzonen. Sie beinhalten allerdings nur die Beziehung zwischen deviatorischer Spannung und Verformungsrate für den Fall stationären Dislokationskriechens. Beide Gesetze berücksichtigen weder die Initiierung und Evolution einer Verformungsschwächung noch die Einstellung eines neuerlichen stationären Kriechregimes, das bei veränderter Zusammensetzung und Gefüge sowie dem Wirken verschiedener Deformationsmechanismen ablaufen kann. Es existieren erweiterte Kriechgesetze, die aber nur Teilaspekte der notwendigen Implementierungen einbinden (HANDY et al., 1999; DE BRESSER et al., 2001). Die wenig verstandene Interaktion der Prozesse, die zu Entwicklung von Scherzonen führen, und der Mangel an experimentellen Datensätzen über die Lokalisierung der Deformation für verschiedene Lithologien und verschiedene physikalische Rahmenbedingungen haben bisher die Entwicklung einer umfassenden konstitutiven Beziehung verhindert.

4.2.2.2 Implementierung des Kriechverhaltens

Einbindung der Kriechgesetze

Für die Berücksichtigung viskosen Materialverhaltens in den strukturmechanischen Berechnungen werden in ANSYS® wahlweise die Optionen CREEP und ANAND verwendet. Das Exponentengesetz und das Exponentialgesetz sind in der CREEP-Option mit den beschriebenen Formelausdrücken eingebunden. Es können somit die Kriechparameter A, Q und n ohne Änderungen aus experimentellen Datensätzen übernommen werden.

Die ANAND-Option beinhaltet eine von beiden Kriechgesetzen abweichende konstitutive Beziehung (BROWN et al., 1989):

$$\dot{\epsilon}_e = A_3 \cdot e^{\left(\frac{Q}{R \cdot T}\right)} \cdot \left[\sinh\left(\xi_A \frac{\sigma}{S}\right) \right]^{\frac{1}{m}} \quad (4.14)$$

$\dot{\epsilon}_e$: äquivalente Verformungsrate in [s⁻¹]
 A_3 : Vorfaktor in [s⁻¹]

- Q** : Kriechaktivierungsenergie in [J·mol⁻¹]
ζ_A : Spannungsmultiplikator
S : Deformationswiderstand in [Pa]
m : Exponent

Gl. 4.14 muß für das jeweilige Kriechgesetz umformuliert werden. Die Modifikationen in Bezug auf das Exponentengesetz sind in TSENN & CARTER (1987) und HENK (1998) ausgeführt. Es ergeben sich:

$$\text{I: } A_1 = A_3 \cdot 10^{(-12 \cdot n)} \quad \text{II: } Q_1 = Q \quad \text{III: } n = \frac{1}{m}$$

Um die Gl. 4.14 an das Exponentialgesetz anzupassen, muß die Beziehung $\sinh(x) = 0,5 \cdot (e^x - e^{-x})$ mit $x = (\zeta_A \cdot \sigma_e / S)$ eingesetzt werden. Es ergibt sich:

$$\dot{\epsilon}_e = A_3 \cdot e^{\left(\frac{Q}{R \cdot T}\right)} \cdot \left(0,5 \cdot \left(e^{\zeta_A \cdot \frac{\sigma_e}{S}} - e^{-\zeta_A \cdot \frac{\sigma_e}{S}}\right)\right)^{\frac{1}{m}}$$

Für die Wahl $\zeta_A / S = 1$ ist der Ausdruck $\zeta_A \cdot \sigma / S > 0$. Das Argument $-e^{-\zeta_A \cdot \frac{\sigma_e}{S}}$ tendiert dadurch bereits für Spannungen σ_e von wenigen 10 Pa gegen null und die Gl. 4.14 kann somit vereinfacht werden zu:

$$\dot{\epsilon}_e = \frac{A_3}{2^{\frac{1}{m}}} \cdot e^{\left(\frac{Q}{R \cdot T}\right)} \cdot e^{\left(\frac{\zeta_A \cdot \sigma_e}{m \cdot S}\right)} \quad (4.15)$$

Ausdruck 4.15 ist das Exponentialgesetz aufgelöst nach der Verformungsrate $\dot{\epsilon}_e$. Darin sind:

$$\text{IV: } A_2 = \frac{A_3}{2^{\frac{1}{m}}} \quad \text{V: } Q_2 = Q \quad \text{VI: } \zeta_E = \frac{1}{m}$$

Für die Implementierung beider Gesetze nach der ANAND-Option müssen die Kriechparameter nach den Beziehungen I. bis III. bzw. IV. bis VI. aufbereitet werden.

Für die Lösung der Steifigkeitsbeziehung (Gl. 3.1) werden in der ANAND-Option andere Gleichungslöser verwendet als in der CREEP-Variante. Sie ermöglichen in der ANAND-Option die Anwendung einer größeren Zeitschrittweite, um die gleiche Lösungsqualität zu erreichen wie in der CREEP-Option mit erheblich kleineren Zeitschritten. Simulationen in drei Raumdimensionen machen im Hinblick auf die Rechenzeit und Speicherbedarf den Einsatz der ANAND-Option zwingend erforderlich. Die Anwendung der CREEP-Variante wird dagegen auf zweidimensionale Studien und kleinere dreidimensionale Modellgeometrien beschränkt. Sie bietet den großen Vorteil, die Kriechgesetze um verformungsschwächende Faktoren erweitern zu können.

Die Kriechparameter A, Q und n werden aus Literaturangaben zu Laborexperimenten entnommen. Für numerische Simulationen werden meist die Materialgrößen der schwächsten zusammenhängenden Mineralphase ausgewählt, weil diese vermutlich das rheologische Verhalten des Gesteins im Kriechregime bestimmt (HANDY, 1990a). Die Festlegung auf eine derartige Standardrheologie ist aber wegen der Nichtreproduzierbarkeit der realen Bedingungen im Labor im allgemeinen und wegen der teilweise unbekannten Zusammensetzung der Kruste im ORG-Gebiet (Kap. 2.2) im besonderen nicht sinnvoll. Die Versuchsergebnisse müssen über mehrere Größenordnungen der physikalischen Parameter hinweg auf natürliche Verhältnisse übertragen werden (PATERSON, 1987). Die Extrapolation geht mit hohen Toleranzbreiten für die einzelnen Kennwerte einher, was aufgrund des exponentiellen Zusammenhang zwischen deviatorischer Spannung und Verformungs-

rate zu drastischen Auswirkungen auf das mechanische Verhalten im Kriechregime führt (vgl. Diskussion in HENK, 1998). Eine quantitative Erfassung dieser Auswirkungen ist geboten, um einen Einblick in den Ablauf der wesentlichen Steuerungsprozesse in der Lithosphäre zu gewinnen. Daher werden in dieser Studie auch Kriechparameter anderer mineralogischer Zusammensetzungen als jene der Standardrheologie verwendet.

Bemessung der Zeitschrittweite

Die Optionen CREEP und ANAND berücksichtigen nur eine viskose Reaktion des Mediums, aber nicht den Aufbau elastischer Verformungen und Spannungen. Eine Verwendung der Optionen ist daher nur zulässig, wenn es im Strukturmodell bis zum Aufbringen weiterer Lasten im nächsten Zeitschritt zu einer Relaxation der elastischen Spannungen und Verformungen gekommen ist. Die Bemessung der notwendigen Zeitschrittweite kann über die Ermittlung der Maxwell-Relaxationszeit τ_M erfolgen. Innerhalb den P-T-Bedingungen des Kriechregimes wird das Spannungsverformungsverhalten vorwiegend durch das Exponentengesetz erfaßt. Mit der effektiven Viskosität für das Dislokationskriechen (Gl. 4.10) wird die Maxwell-Relaxationszeit τ_M der Gl. 4.11 errechnet nach:

$$\tau_M = \frac{1,5 \cdot \dot{\epsilon}_e^{\left(\frac{1-n}{n}\right)} \cdot A_1^{-\frac{1}{n}} \cdot e^{\left(\frac{Q_1}{n \cdot R \cdot T}\right)}}{E} \quad (4.16)$$

Die Zeitschrittweite muß größer als die maximal in einem FE-Modell auftretende Relaxationszeit τ_M sein. Dann darf die viskoelastische Reaktion der Lithosphäre auf Anwendung der Optionen CREEP und ANAND reduziert werden. In einem mehrteiligen Aufbau der Lithosphäre in Kruste und Mantel kann lediglich die Mantelrheologie elastische Spannungen und Verformungen über geologisch relevante Zeiträume speichern (WILLIAMS & RICHARDSON, 1991). Es kommen daher die Parameter A_1 , Q_1 und n eines für das Kriechverhalten im Mantel repräsentativen Materials zur Anwendung. Ferner maximieren die während einer Simulation auftretende niedrigste Temperatur an der Moho und die dortige Verformungsrate die Relaxationszeit. Da die initiale Temperatur an der Moho eine Eingangsvariable für die Parameterstudien ist, wird eine Berechnung der individuellen Relaxationszeiten und Mindestzeitschrittweiten bei den einzelnen Modelldurchläufen durchgeführt.

Neben der Bedingung einer Mindestzeitschrittweite erfordern die Genauigkeit und Vergleichbarkeit von Modellierungsergebnissen eine obere Grenze für die Zeitschrittgröße. Allen Anforderungen kann in der Modellstudie mit Zeitschrittweiten von 50 Ta bis 150 Ta entsprochen werden.

Die Spannungs-Verformungsverteilung im Kriechregime wird auch den Materialparameter Schermodul beeinflusst (TSENN & CARTER, 1987). Seine Nichtberücksichtigung in den Kriechgesetzen führt dazu, daß in Gl. 4.16 keine Einheitenkonsistenz vorliegt. Es muß trotzdem der oben geschilderten Vorgehensweise bei der Ermittlung der Relaxationszeit τ_M gefolgt werden, weil die Kriechparameterangaben in der Literatur ebenfalls nicht um den Einfluß des Schermoduls korrigiert sind.

4.2.3 Übergang zwischen Spröd- und Kriechregime

4.2.3.1 Physikalische Grundlagen

Der Spröd-viskos-Übergangsbereich

Der Übergang zwischen Sprödbbruch und viskosem Kriechen vollzieht sich über ein Temperatur-Tiefenintervall, in dem beide Deformationsmechanismen zur Akkumulation von finiter Verformung beitragen (SCHOLZ, 1988). In diesem Spröd-viskos-Übergangsbereich bestimmen die Einflußfaktoren sowohl der elastoplastischen Versagenskriterien als auch der Kriechgesetze die Größe der Differentialspannung. Es tritt im Sprödbbruchkriterium neben der Versatzrate vor allem die Temperatur als zusätzlicher Primärfaktor hinzu. Sie bewirkt generell eine Abnahme des scheinbaren Reibungskoeffizienten und somit der Grenzspannung (CHESTER, 1995). In quarzdominierten Gesteinen der Oberkruste ist diese Abnahme bei Temperaturen ab ca. 300 °C signifikant und deckt sich mit dem Beginn von verformungsschwächenden intrakristallinen Kriechmechanismen (BLANPIED et al., 1995). In der gleichen Lithologie werden bei Temperaturen > 340 bis 350 °C keine Bruchstrukturen mehr beobachtet und es kann von einem voll viskosen Deformationsverhalten ausgegangen werden (STIPP et al., 2002). Die Anwendung der elastoplastischen Versagenskriterien ist somit in quarzdominierten Gesteinen auf Temperaturwerte < 300 °C, der Gebrauch von Kriechgesetzen auf Werte > 350 °C beschränkt. Die Höhe der Scherrate sowie der Fluiddrücke bleiben weiterhin wesentliche Einflußfaktoren, welche die Breite des angegebenen Temperatur-Tiefenintervalls modifizieren (LYNCH & MORGAN, 1987; HANDY et al., 1999). Eine lokale Erhöhung beider Parameter kann auch innerhalb des eigentlichen Kriechregimes sprödhafte Materialverhalten hervorrufen (PATERSON, 1987).

Deformationsstil im Spröd-viskos-Übergangsbereich

Der Übergang vom Spröd- zum Kriechregime impliziert nicht einen Wechsel von simple shear an diskreten Bruchflächen hin zu raumgreifendem pure shear in der Kriechdomäne. Die Bedingungen, welche zur Lokalisierung von Verformung in Scherzonen unter Beteiligung inter- und intrakristalliner Gleitmechanismen führen, sind allerdings qualitativ erst in Ansätzen bekannt (Kap. 4.2.2.1). Eine quantitative Vorhersage, inwieweit sich flachkrustale Störungen in den Spröd-viskos-Übergangsbereich oder in das eigentliche Kriechfeld hinein fortsetzen oder als diskrete Scherzonen darin nukleieren, ist noch nicht möglich. Mathematische Formulierungen zur Berechnung von Spannungs- und Verformungswerten im Spröd-viskos-Übergangsbereich liegen zwar vor (z. B. CHESTER, 1988; KOHLSTEDT et al., 1995; HANDY et al., 1999). Allerdings wird der Deformationsstil vorab definiert und ist nicht Ergebnis einer Deformation unter bestimmten physikalischen Rahmenbedingungen und rheologischen Materialparametern. Ferner sind quantitative Vorgaben von einer Vielzahl in ihrer Größe nicht bekannten Einflußfaktoren (z. B. Scherrate, Scherzonenbreite, mineralogische Zusammensetzung) erforderlich. Die Einbindung dieser Materialgesetze in eine numerische Simulation ist daher eher für konzeptuelle Studien zum Zwecke eines besseren Verständnisses lithosphärischer Deformationsprozesse geeignet (z. B. HUISMANS & BEAUMONT, 2003). Für ein reales Fallbeispiel ist ihre Anwendung nicht statthaft, ohne manipulierend auf die Ergebnisse einzuwirken.

Spannungstiefenprofile

Bruch, Reibungsgleiten sowie Kriechen auf submikroskopischer Ebene laufen mit Ausnahme der Spröd-viskos-Übergänge in der Lithosphäre sequentiell ab. In einem Massenpunkt dominiert der Mechanismus, welcher nach den Versagenskriterien der elastoplastischen Domäne und den Kriechgesetzen des viskosen Deformationsfeldes die niedrigere Differentialspannung ergibt (BRACE & KOHLSTEDT, 1980). Aus der Kombination von Differentialspannungen des Spröd- und des Kriechregimes werden Spannungstiefenprofile durch die Lithosphäre erstellt. Die Fläche unter einem Spannungstiefenprofil wird als integrierte Festigkeit bezeichnet (RANALLI, 1987). Sie ermöglicht eine quantitative Einschätzung über das rheologische Verhalten und Verteilung äußerer Lasten in unterschiedlichen Tiefen.

Einfluß auf die Größe der Differentialspannung nehmen die extrinsischen Parameter Temperatur, Umgebungsdruck, Verformungsrate sowie die Materialparameter des Reibungskriteriums und der Kriechgesetze. Nach diesen Einflußfaktoren dominiert besonders im flachkrustalen Bereich das Sprödregime. Es wird in Tiefen von meist 10 bis 20 km durch viskoses Deformationsverhalten abgelöst (Abb. 4.3). Die Art des tektonischen Regimes und die Materialabhängigkeit der Differentialspannung im Kriechgesetz können in der lithologisch geschichteten Kruste sowie im Mantel weitere Wechsel zwischen Spröd- und Viskosdeformation hervorrufen.

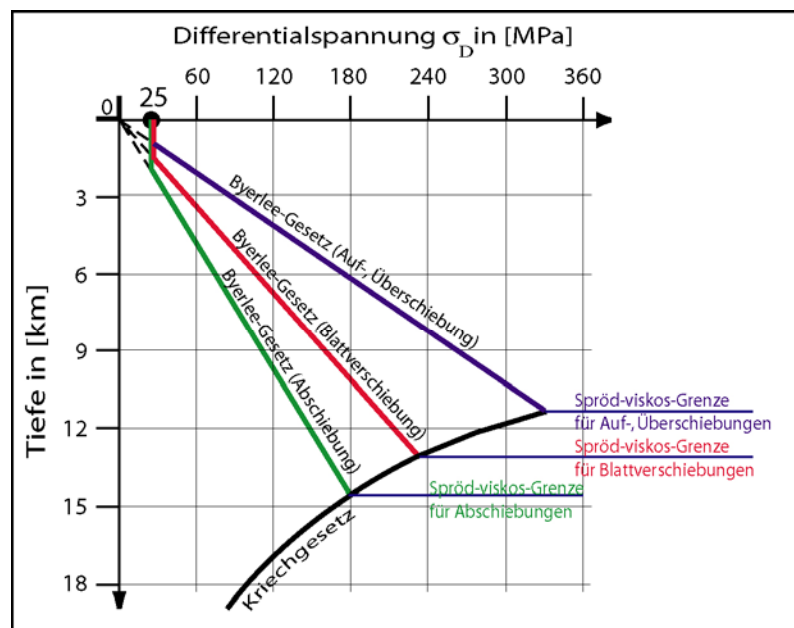


Abb. 4.3: Spannungstiefenprofil in der Oberkruste mit unterschiedlichen Tiefenlagen der Spröd-viskos-Grenze bei verschiedenen tektonischen Regimen.

Die Konstruktion von Spannungstiefenprofilen verwendet nur Materialgesetze für den elastoplastischen und den viskosen Bereich. Die Extrapolation dieser Gesetze in den Spröd-viskos-Übergangsbereich liefert dort zu hohe Werte für die Differentialspannungen (CHESTER, 1995), der Übergang zwischen beiden Deformationsdomänen entspricht einer scharfen Grenze. Neben diesem methodischen Fehler besteht auch eine operative Unsicherheit in Bezug auf Größe und Tiefenvariation der genannten Einflußfaktoren (RUTTER & BRODIE, 1991; FERNANDEZ & RANALLI, 1997). Spannungsprofile sollten unter diesen Gesichtspunkten lediglich als semiquantitative Annäherungen an die tatsächliche Spannungsverteilung in der Lithosphäre verstanden werden.

4.2.3.2 Implementierung des Übergangs Spröddregime-Kriechregime

Die Modellstudie geht in Ermangelung einer quantitativen Beschreibung des Deformationsverhaltens für Spröd-viskos-Übergangsbereiche von einem sequentiellen Ablauf spröder und viskoser Deformation über die ganze Lithosphäre aus. In der Modellstudie vollzieht sich folglich der Übergang zwischen Spröd- und Kriechregime in einem konkreten Tiefenniveau.

Spröd-viskos-Übergang in den Kontinuumselementen

Eine elastoplastische Reaktion wird in ANSYS[®] mit der BISO-Option, Kriechverhalten mit der CREEP- oder ANAND-Option nachgebildet. Für jedes Kontinuumselement ist eine Vorabdefinition einer Option und damit des rheologischen Verhaltens erforderlich. Mit Änderung der im Element herrschenden physikalischen Größen Verformungsrate, Spannung und Temperatur muß gegebenenfalls die Option während einer Modellierung umgestellt werden. Es wird die Option für ein Element deklariert, welche dort die niedrigere Differentialspannung ergibt. Die Verwendung der Differentialspannung als Bemessungsmaßstab ist eigentlich nur für den Spannungszustand $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ zulässig, für den äquivalente Spannung σ_e und Differentialspannung σ_D identisch sind. Die Unabhängigkeit des elastoplastischen Versagenskriteriums von der Hauptnormalspannung σ_2 zwingt jedoch zu dieser Vorgehensweise.

Zu Beginn einer strukturellen Berechnung verhält sich die Lithosphäre statisch ($\dot{\epsilon}_e = 0$). Es treten wegen dem konstitutiven Zusammenhang zwischen Spannung und Verformungsrate in den Kriechgesetzen keinerlei Differentialspannungen auf, sodaß jedem Kontinuumselement die CREEP- oder ANAND-Option zugewiesen ist. Nach Erreichen der maximalen Lastgröße ($\dot{\epsilon}_e$ maximal) in wenigen 100 Ta bilden sich Domänen elastoplastischen Verhaltens nach der BISO-Option heraus. Die Berechnung wird dann mit dieser Feldeinteilung in Kriech- und Spröddregime neu gestartet.

Deformationsstil unter den Kontaktelementen

Im elastoplastischen Deformationsfeld ist Lokalisation der Deformation durch Bruch oder Reibungsgleiten die übliche Materialreaktion auf eine äußere Beanspruchung. Aufgrund der Präexistenz des Strukturinventars im ORG-Gebiet (Kap. 2.5.1) können Scherzonen in dieser Deformationsdomäne durch Kontaktelemente nachgebildet werden. Für das Kriechregime ist dagegen keine naturnahe Vorhersage über Entstehung, Erhalt oder Aufgabe einer Scherzone möglich (Kap. 4.2.2.1 und 4.2.3.1). Für einige Simulationsdurchläufe wird bewußt eine Verformungslokalisierung im Kriechregime durch die Verwendung von Kontaktelementen oder mathematischer Erweiterungen der Kriechgesetze hervorgerufen (Kap. 6.6). Der manipulative Eingriff zielt darauf ab, das Spannungsverformungsverhalten in diesen Modellierungen Extremwerten zuzuführen. Für alle anderen Simulationen muß die Verwendung von Kontaktelementen auf das Spröddregime beschränkt bleiben. Unterhalb der maximalen Tiefenerstreckung der Kontaktelemente herrscht dann raumgreifendes, viskoses Kriechen. In dieser Tiefe vollzieht sich mit dem Übergang von spröder zu viskoser Verformung (Spröd-viskos-Grenze) zugleich eine Änderung des Deformationsstils von lokalisierter zu raumgreifender Verformung (bekannt als 'Spröd-duktil'-Grenze; RUTTER, 1986).

‘Spröd-duktil’-Grenze entlang den Kontaktelementen

Kontaktelemente repräsentieren Sprödbbruchzonen, denen sich zu größeren Tiefen raumgreifendes Kriechen anschließt. Die Änderung der physikalischen Größen während der Modellierung ist möglicherweise mit einer Aktualisierung des Deformationsregimes und des Deformationsstils entlang der Kontaktelemente verbunden. Besonders der Wechsel des tektonischen Regimes verursacht eine Verschiebung in der Tiefenlage der ‘Spröd-duktil’-Grenze (Abb. 4.3). Die Aktualisierung tritt allerdings in Konflikt mit der Impermeabilität und unabänderbaren Tiefenerstreckung der Kontaktelemente während einer Simulation. So bewirkt eine Tiefenverlagerung der ‘Spröd-duktil’-Grenze in den Kontinuumelementen, welche sich unmittelbar unter einer Störung befinden, eine teilweise Deaktivierung der Gleitung an den darüberliegenden Kontaktelementen. Erfolgt eine Verschiebung der ‘Spröd-duktil’-Grenze zu geringeren Tiefen hin, findet im Feld raumgreifender viskoser Verformung dennoch weiterhin diskreter Versatz entlang von Kontaktelementen statt. Eine realistische Beschreibung geodynamischer Prozesse erfordert die Eliminierung dieser artifiziellen Effekte. Unter diesem Gesichtspunkt wird die Aktualisierung der Tiefenlage der ‘Spröd-duktil’-Grenze wie folgt durchgeführt:

1. ... bei Verlagerung der ‘Spröd-duktil’-Grenze zu größeren Tiefen

Tritt im Kontinuum in der Tiefenfortsetzung der Kontaktelemente ein Übergang zu sprödem Deformationsverhalten ein, wird die Simulation abgebrochen. Es werden zusätzliche Kontaktsegmente unter den bereits vorhandenen generiert und die Modellierung neu gestartet. Die Mindesttiefe der Kontaktelemente entspricht damit immer der Tiefe der oberkrustalen Spröd-viskos-Grenze im Kontinuum. Die hinzugefügten Kontaktsegmente innerhalb der Kriechdomäne werden bis zur Tiefenverlagerung der Spröd-viskos-Grenze in den Kontinuumelementen durch Aufbringen sehr hoher Grenzspannungen deaktiviert. Erst nach Umschalten auf Sprödverformung im Kontinuum nimmt das hinzugefügte Kontaktsegment den Reibungskoeffizienten der Störung an und es ist Gleitung möglich. Die Orientierung der hinzugefügten Kontaktelemente folgt dem Bereich höchster Verformungsintensität in Verlängerung des untersten Kontaktelements vor der Erweiterung.

2. ... bei Verlagerung der ‘Spröd-duktil’-Grenze zu geringeren Tiefen

Findet im Kontinuum, welche den Kontaktelementen benachbart sind, ein Übergang von sprödem zu viskosem Verformungsverhalten statt, werden die nun innerhalb der Kriechdomäne liegenden Kontaktelemente durch Belegung mit sehr hohen Grenzspannungen deaktiviert. Diese Kontaktsegmente sind hierdurch Teil der sich raumgreifend verformenden Umgebung: Eine diskrete Bewegung zwischen Liegendem und Hangendem entlang dieser Kontaktsegmente erfolgt nicht mehr.

In die Bemessung der Tiefenlage der ‘Spröd-duktil’-Grenze gehen die Faktoren Verformungsrate und Temperatur über Kriechgesetze an den Kontaktelementknoten ein. Damit wird der lokalphysikalische Zustand entlang der Störung für die Beurteilung des Deformationsregimes herangezogen. Durch diese Vorgehensweise wird verhindert, daß die Kontaktelemente mit dem mechanischen Parameter ‘Reibungskoeffizient μ_a ’ der einzige Steuerungsfaktor für die Deformationsprozesse in der Lithosphäre sind und eine strukturmekanische Modellierung ohne wesentlichen Einfluß des Temperaturfeldes mit einem vordefinierten und unabänderbaren Deformationsstil vonstatten geht.

Die Kontaktelementknoten sind zugleich Teil der benachbarten Kontinuumsselemente. Im Kontinuum innerhalb des Kriechregimes wird das Materialverhalten durch das Exponentengesetz bzw. das Exponentialgesetz mit den Kriechparametern A , Q und n beschrieben. Die Ermittlung der Differentialspannung an den Kontaktelementknoten erfolgt zwar mit den für die Scherzone geltenden Werten für die extrinsischen Faktoren Verformungsrate und Temperatur. Es werden aber die gleichen Gesetze und Kriechparameter wie für das umgebende, sich duktil verformende Kontinuum verwendet. Durch diese Vorgehensweise wird stillschweigend vorausgesetzt, daß in der Scherzone ...

- a) andere Deformationsmechanismen als Dislokationskriechen nicht vorliegen
- b) die gleiche mineralogische Zusammensetzung wie in der Umgebung anzutreffen ist
- c) die Kriechparameter unabhängig von Variationen der extrinsischen Faktoren sind
- d) transientes Kriechen nicht stattfindet

Zumindest für quarzdominierte Gesteinsverbände liegen Hinweise vor, daß auch in Scherzonen Dislokationskriechen unter stationären Bedingungen der bedeutendste Mechanismus zur Akkommodation einer äußeren Belastung ist und somit die Punkte a) bis d) zutreffen (z. B. HIRTH & TULLIS, 1994; STIPP et al., 2002). Dagegen sind in feldspatdominierten Lithologien eher Diffusionsmechanismen mit anderen Kriechgesetzen und -parametern als in der Umgebung zu wählen (TULLIS et al., 1996). Die Berechnung der Differentialspannung an den Kontaktelementknoten beinhaltet in der Folge die Annahme, daß in der granitoiden Oberkruste das rheologische Verhalten ausschließlich durch die schwächste Mineralphase Quarz bestimmt wird.

4.2.4 Thermoelastische Spannungen

Physikalische Grundlagen

Eine Änderung der Temperatur verursacht in einem elastischen Medium eine Änderung des Volumens. Ist eine räumliche Ausdehnung nicht oder nur begrenzt möglich, entstehen Spannungen als Widerstand gegen die Volumenänderung. Die Verformung ε_{ij} ist somit für ein linearelastisches, isotropes Medium die Summe aus einem Verformungsanteil aufgrund der tatsächlichen thermischen Expansion sowie einer Komponente aus dem Widerstand gegen die räumliche Ausdehnung (DOGHRI, 2000). In Anlehnung an Gl. 4.1 ergibt sich somit:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1+\nu}{E} \cdot \sigma_{ij} - \frac{\nu \cdot \sigma_m}{E} \cdot \delta_{ij} + \alpha_L \cdot \Delta T \cdot \delta_{ij} \quad (4.17)$$

mit dem spannungsinduzierten Verformungsanteil : $\frac{1+\nu}{E} \cdot \sigma_{ij} - \frac{\nu \cdot \sigma_m}{E} \cdot \delta_{ij}$

mit dem temperaturinduzierten Verformungsanteil : $\alpha_L \cdot \Delta T \cdot \delta_{ij}$

- E : statischer Elastizitätsmodul in [Pa], $E > 0$
- ν : statische Poissonzahl, $\nu < 0$
- σ_m : mittlere Spannung in [Pa]
- α_L : linearer Ausdehnungskoeffizient in [K^{-1}]
- ΔT : Temperaturdifferenz in [K]
- δ_{ij} : Einheitsmatrix

In der Erde ist eine räumliche Ausdehnung aufgrund von Temperaturänderungen nur in vertikaler Richtung nahe der Erdoberfläche möglich (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982). Die natürlichen Rahmenbedingungen entsprechen somit denen eines uniaxialen Verformungszustandes, sodaß gilt:

$$\text{I, } \varepsilon_{xx} = \varepsilon_{yy} = 0 \rightarrow \sigma_{xx} = \sigma_{yy}$$

$$\text{II, } \varepsilon_{zz} \neq 0$$

$$\text{III, } \sigma_{zz} = \rho \cdot g \cdot z$$

$$\rho : \text{Dichte in [kg/m}^3\text{]}$$

$$z : \text{Tiefe in [m], } z > 0$$

Werden diese Rahmenbedingungen in die Gl. 4.17 eingesetzt, ergeben sich die Spannungen σ_{xx} bzw. σ_{yy} in der Horizontalebene zu ...

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \frac{\nu \cdot \rho \cdot g \cdot z}{(1 - |\nu|)} + \frac{\alpha_L \cdot \Delta T \cdot |E|}{(1 - |\nu|)} \quad (4.18)$$

Der thermoelastische Spannungsanteil σ_{th} ist folglich:

$$\sigma_{th} = \frac{\alpha_L \cdot \Delta T \cdot |E|}{(1 - |\nu|)} \quad (4.19)$$

Für eine positive Temperaturänderung $\Delta T > 0$ sind die thermoelastischen Spannungen $\sigma_{th} > 0$ und somit kompressiv. Bei gesteinstypischen Werten von E , ν und α_L resultieren aus Gl. 4.19 für eine Temperaturänderung von wenigen 10°C thermoelastische Spannungen, die in der Größenordnung von Plattenrandspannungen liegen (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982). Im Bereich viskoser Verformung ist allerdings von einem raschen Abbau thermoelastischer Spannungen durch transiente Kriechmechanismen auszugehen (RANALLI, 1987). Thermoelastische Spannungen sind somit nur für den Bereich bruchhaften Deformationsverhaltens von quantitativer Bedeutung.

Einbindung in die numerische Simulation

Für die Einbindung thermoelastischer Spannungen in die Simulationen wird im Anschluß an eine Temperaturfeldberechnung im Bruchregime die Temperaturdifferenz jeden Knotens zum Initialzustand ermittelt. Aus den Temperaturdifferenzen aller Knoten einer Elementseite wird sodann das arithmetische Mittel gebildet und über Gl. 4.19 die thermoelastische Spannung auf die entsprechende Elementseite errechnet. Die Spannungen werden im nächsten Rechenschritt den gleichen Elementseiten des strukturellen Modells aufgebracht.

4.2.5 Isostasie und potentielle Energie

Physikalische Grundlagen

Laterale Unterschiede in der potentiellen Energie verursachen horizontale deviatorische Spannungen, die die Größe von Plattenrandkräften erreichen können (z. B. DALMAYRAC & MOLNAR, 1981). Die Spannungen weisen in Richtung des niedrigeren Potentials. Ein horizontaler Potentialgradient wird vor allem verursacht durch (FLEITOUT & FROIDEVEAUX, 1982; ARTYUSHKOV, 1983):

- laterale Änderungen in der Dichte aufgrund von Temperatur- und/oder Mächtigkeitschwankungen
- topographische Variationen aufgrund isostatischer Ausgleichsbewegungen
- Erosion und Sedimentation.

Die Ausdünnung von Kruste und Mantel infolge rifting induziert eine horizontale Änderung der vertikalen Lastverteilung über das Gebiet von Grabenblock und Riftschulter. Der daraus entstehende Potentialgradient ist ein wesentlicher Steuerungsparameter der Deformationsprozesse während der Riftentwicklung und bestimmt so maßgeblich Riftgeometrie und Stil der Extension (BUCK, 1991; KOOI & CLOETINGH, 1992). Unter den genannten Laständerungen müssen die exogenen Prozesse, die Dichteänderung mit der Temperatur sowie die isostatischen Ausgleichsbewegungen explizit in das FE-Modell aufgenommen werden. Für die vorliegende Modellstudie ist insbesondere eine exakte Einbindung der isostatischen Ausgleichsbewegungen imperativ, da sie einen überragenden Einfluß auf die Hebungsgeschichte der Riftschultern und den Subsidenzverlauf des Grabenblocks ausüben. Die Aufbereitung der Erosion und Sedimentation für die numerische Simulation erfolgt in Kapitel 4.4.

Implementierung der Isostasie

Die Einbindung der Isostasie folgt der Methode von BASSI (1991). An der Basis des Modells werden Auftriebskräfte aufgebracht. Sie müssen vor Beginn und während der Simulation der überlagernden Gewichtskraft des Modells entsprechen. Eine Dehnung des FE-Modells reduziert nur einseitig die Gewichtskraft, sodaß eine Abnahme der Auftriebskräfte durchgeführt werden muß. Zu diesem Zweck werden linearelastische Federn unter die Modellbasis installiert. Der obere Federknoten ist mit der Modellbasis fest verbunden, der untere Federknoten in vertikaler Richtung fixiert. Er folgt den horizontalen Bewegungen des oberen Federknotens. Bei Ausdünnung der Lithosphäre werden die Federn nach oben ausgelängt. Die entstehenden Rückstellkräfte bewirken somit die beabsichtigte Minderung der Auftriebskräfte. Das Kräftegleichgewicht bei Extension lautet somit vereinfacht für den eindimensionalen Fall (HENK, 1998):

$$F_{\text{Auf}}(t) = F_{\text{Auf}}(t_0) - D \cdot \Delta z \quad (4.20)$$

$$\text{mit: } F_{\text{Auf}}(t_0) = \rho_{\text{Säule}} \cdot g \cdot L$$

- $F_{\text{Auf}}(t)$** : Auftriebskräfte zum Zeitpunkt t in [N]
 $F_{\text{Auf}}(t_0)$: Auftriebskräfte bei Beginn der Extension in [N]
 D : Federkonstante in [N/m]
 Δz : Auslängung der Feder in [m]
 $\rho_{\text{Säule}}$: Dichte der überlagernden Gesteinssäule in [kg/m³]

g : Fallbeschleunigung, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$
 L : Mächtigkeit der Gesteinssäule in [m]

Das Produkt aus Federkonstante D und Auslängung Δz in Gl. 4.20 ergibt die Rückstellkraft. Die Federauslängung Δz ist ein Maß für die Größe der residualen Auftriebskräfte an der Modellbasis. Ihre Höhe bemißt sich nach der Größe der Federkonstanten D . Diese muß so gewählt werden, daß bei maximaler Auslängung der Federn sich die Rückstellkraft und die initiale Auftriebskraft $F_{\text{Auf}}(t_0)$ ausgleichen. Die maximal mögliche Auslängung wird durch die einheitliche Tiefenlage der Asthenosphäre an mittelozeanischen Rücken (MOR) angezeigt (z. B. HOUSEMAN & ENGLAND, 1986). Mit dem Übergang von kontinentalem rifting zu ozeanischer Spreizung ist $F_{\text{Auf}}(t) = 0$, sodaß sich Gl. 4.20 nach der Federkonstanten D umstellen läßt:

$$D = \frac{(\rho_{\text{Säule}} \cdot L - \rho_{\text{Wasser}} \cdot z_{\text{MOR}}) \cdot g}{L - z_{\text{MOR}}} \quad (4.21)$$

ρ_{Wasser} : Dichte der Wassersäule über MOR in $[\text{kg/m}^3]$
 z_{MOR} : Tiefe des MOR unter NN in [m]

In den Ausdruck 4.21 geht die Auflast der Wassersäule über dem MOR mit ein. Sie wirkt in Richtung der Federrückstellkraft, sodaß die Summe beider die Größe der initialen Auftriebskraft $F_{\text{Auf}}(t_0)$ entspricht.

Bei mehrdimensionalen FE-Geometrien muß der Zähler der Formel 4.21 um die Länge bzw. Fläche erweitert werden, über die die Rückstellkraft einer Feder wirkt. Zu den Rändern und Ecken eines FE-Modells hin sowie bei lateral variierenden Gitternetzichten ändern sich entsprechend die Werte für die Federkonstanten (Abb. 4.4).

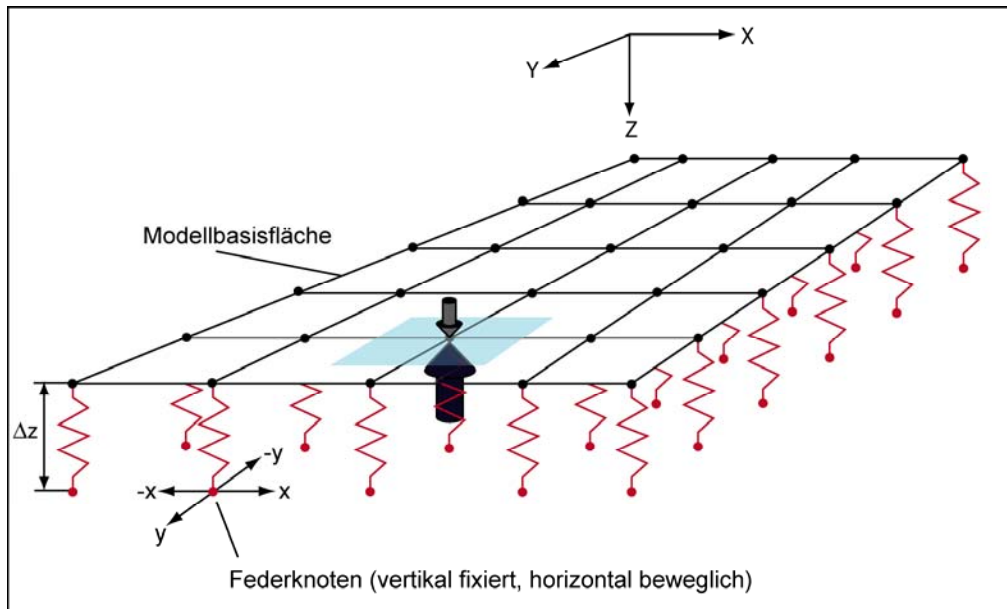


Abb. 4.4: Wirkungsweise der Federn in einem dreidimensionalen FE-Modell bei Extension: Ausdünnung des Modells (nur Basisfläche dargestellt) bewirkt Reduktion der Gewichtskraft (kleiner Pfeil). Die unveränderte Auftriebskraft (großer Pfeil) bewirkt eine Auslängung der Federn um die Strecke Δz nach oben, bis die Summe aus Gewichtskraft und Federrückstellkraft der Auftriebskraft entsprechen. Im Innern eines Modells wirken auf eine Feder die Auftriebs-, Gewichts- und Rückstellkraft über die blau skizzierte Fläche, an den Randknoten über die Hälfte, an den Eckknoten über ein Viertel der blauen Fläche.

Als Tiefenlage der MOR wird in numerischen Simulationen meist ein Wert von $z_{\text{MOR}} = -2500 \text{ m} \pm 300 \text{ m}$ verwendet (z. B. HOUSEMAN & ENGLAND, 1986). Die Erhebung der MOR gegenüber den Tiefseeebenen ist auf eine Dichtereduktion durch thermische Ausdehnung, großräumige Schmelzbildung und den Übergang von Spinell- zu Plagioklas-Peridotit in ca. 30 bis 40 km Tiefe veranlaßt (BOTT, 1982). Eine Anhebung der MOR durch Konvektionsströme ist zu verneinen, weil MORs lediglich passive Strukturen im Mantelkonvektionssystem sind (MCKENZIE & BICKLE, 1988). Aufstieg von geschmolzenem Material mit progressiv höherem Schmelzgrad und Phasenumwandlungen in diskreten Tiefenhorizonten bedingen eine nichtlineare Abnahme aufwärts gerichteter, isostatischer Ausgleichskräfte. Im ORG-Gebiet schließt der geringe Schmelzgrad der Riftvulkanite (Kap. 2.6.2.2) und die rezente Tiefenlage der Lithosphären-Asthenosphäregrenze von meist $90 \pm 10 \text{ km}$ (Kap. 2.4.3) eine großräumige Schmelzproduktion und Phasenumwandlungen aus. Damit ist die lineare Beziehung zwischen Federkonstante D und Auslängung Δz in Gl. 4.20 gerechtfertigt. BOTT (1982) schätzt den Einfluß von Schmelzbildung und Phasenumwandlungen auf die Höhe von MOR gegenüber den Tiefseeebenen konservativ auf knapp 1000 m. Es wird daher für diese Modellstudie ein Wert von $z_{\text{MOR}} = -3800 \text{ m}$ für die Ermittlung der Federkonstanten D verwendet.

Implementierung der Dichte als Funktion der Temperatur

Die Tiefen-Temperaturabhängigkeit der Dichte $\rho(T)$ an einen Knotenpunkt wird nach folgender Beziehung ermittelt (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982):

$$\rho(T) = (1 - \alpha_v \cdot (T(z) - T_0)) \cdot \rho_0 \quad (4.22)$$

- α_v : volumetrischer Temperatúrausdehnungskoeffizient in $[\text{K}^{-1}]$
- $T(z)$: Temperatur in $[\text{K}]$ in Tiefe z
- T_0 : Referenztemperatur in $[\text{K}]$
- ρ_0 : Dichte bei T_0 in $[\text{kg/m}^3]$

Die Formel gilt nur für isotropes Materialverhalten. Der volumetrische Temperatúrausdehnungskoeffizient nimmt unter dieser Bedingung den materialunabhängigen Wert $\alpha_v \approx 3 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ an (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982). Als Variable ρ_0 werden jeweils die Dichten von Gesteinen verwendet, die repräsentativ für die lithologische Zusammensetzung der Krustenabteile und des Mantels sind.

4.3 Idealisierungen für das Temperaturmodell

4.3.1 Physikalische Grundlagen

Die Temperaturverteilung in einem Körper wird bestimmt durch

- Wärmetransportprozesse
- Wärmeproduktion innerhalb des Körpers
- äußere Wärmesenken und –quellen.

Wärmetransportprozesse und Wärmeproduktion sind in der Wärmetransportgleichung als eine partielle DGL verknüpft. Äußere Wärmesenken und –quellen stellen die Randbedingungen dar, mit denen eine partikuläre Lösung der DGL ermittelt werden kann. Unter den Wärmetransportprozessen ist die Konvektion im ORG-Gebiet innerhalb der Lithosphäre im wesentlichen auf die nur wenige km mächtige Grabenfüllung beschränkt (Kap. 2.4.2). Sie ist somit im Gegensatz zu der über die ganze Lithosphäre wirkenden Advektion und Konduktion quantitativ unbedeutsam. Für die Rekonstruktion eines instationären Temperaturfeldes in der Lithosphäre des ORG-Gebietes kann daher die Wärmetransportgleichung vereinfacht werden zu ...

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho \cdot c_p} \cdot \nabla(k \cdot \nabla T) + v \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho \cdot c_p} \cdot A \quad (4.23)$$

Gl. 4.23 ist zusammengesetzt aus den Termen:

$$\text{Konduktionsterm: } \frac{1}{\rho \cdot c_p} \cdot \nabla(k \cdot \nabla T)$$

$$\text{Advektionsterm: } v \cdot \nabla T$$

$$\text{Produktionsterm: } \frac{1}{\rho \cdot c_p} \cdot A$$

T : Temperatur in [K]

t : Zeit in [s]

ρ : Dichte in [kg/m³]

c_p : spezifische Wärmekapazität (bei konstantem Druck) in [J/(kg·K)]

k : Wärmeleitfähigkeit in [W/(m·K)]

v : Materialgeschwindigkeit in [m/s], $v < 0$ bei Sedimentation

A : radiogene Wärmeproduktion in [W/m³]

Der Advektionsterm umfaßt in dieser Arbeit nur den Massen- und Wärmetransport durch tektonische Prozesse sowie durch Erosion und Sedimentation. Die advective Umverteilung von Wärme durch Intrusion von Magmen findet dagegen keine Berücksichtigung, da keinerlei petrographisch-geophysikalische Hinweise auf ihre Existenz im ORG-Gebiet vorliegen.

Der Produktionsterm beinhaltet die Erzeugung von Wärme durch radioaktiven Zerfall. Andere wärmeerzeugende Prozesse wie Phasenübergänge, adiabatische Kompression/Ausdehnung, Reibungswärme an Scherzonen treten im ORG-Gebiet nicht auf oder sind gegenüber den anderen Summengliedern der Wärmetransportgleichung generell quantitativ bedeutungslos (vgl. Diskussion in HENK, 1998). Die radiogene Wärmeproduktion ist materialabhängig. Aufgrund der häufig beobachteten direkten Proportionalität zwischen Wärmefluß an der Erdoberfläche und dem Gehalt an radioaktiven Elementen in den oberflächennahen Gesteinen wird eine exponentielle Abnahme der Wärmeproduktion mit der Tiefe vermutet (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982; HAAK, 1983). Für

das ORG-Gebiet darf aufgrund bohrlochgeophysikalischer Messungen ähnliches angenommen werden (PRIBNOW et al., 1999).

Die Materialparameter Wärmeleitfähigkeit k_{ij} , spezifische Wärmekapazität c_p und Dichte ρ sind eine Funktion weiterer stoffspezifischer und physikalischer Größen und verändern sich über die Tiefe. Die Wärmeübertragung ist folglich für geodynamische Szenarien ein nichtlinearer Prozeß und erfordert eine iterative Lösung der Wärmetransportgleichung.

4.3.2 Thermische Randbedingungen

Die Wärmetransportgleichung ist unter Vorgabe einer oberen und einer basalen thermischen Randbedingung an dem geometrischen FE-Modell näherungsweise lösbar. Über die seitlichen Grenzen des FE-Modells erfolgt kein lateraler Transport thermischer Energie.

Obere Randbedingung

Temperaturen an der Erdoberfläche stellen die obere Randbedingung dar. Es werden Jahresmittelwerte der Temperatur in den Knoten der Modelloberfläche als Lösung vorgegeben. Sie bilden so die Wärmesenke in der thermischen FE-Analyse. In der initialen Temperaturfeldberechnung vor Beginn des riftings sind Erdoberfläche und Modelloberfläche identisch. Im Laufe der Riftentwicklung tritt durch Erosion und Sedimentation ein Materialfluß durch die Modelloberfläche auf, der aufgrund der Lagrangeschen Beschreibung von Bewegungen die Übereinstimmung von Erdoberfläche und Modelloberfläche aufhebt. Die relative Bewegung zwischen beiden Flächen muß durch über die Zeit veränderliche Temperaturen an der Modelloberfläche berücksichtigt werden (Kap. 4.4).

Basale Randbedingung

Die basale Randbedingung ist die äußere Wärmequelle im Rahmen der thermischen FE-Simulation. Sie wird an der Basisfläche des Temperaturmodells aufgebracht und soll die thermische Entwicklung der darunterliegenden Lithosphärenbereiche bzw. Asthenosphäre während des riftings reflektieren. Die Definition eines thermischen Zustandes dieser Tiefenabschnitte ist allerdings mit großen Unsicherheiten über Wärmetransporteigenschaften, die zeitliche und räumliche Dimension der Flußmuster in der Asthenosphäre sowie der Interaktion zwischen dynamischen Prozessen in der Lithosphäre und der Asthenosphäre behaftet (vgl. Diskussion in RANALLI, 1987). Jede basale thermische Randbedingung enthält somit apriorische Kenntnisse über diese unbekannten Größen. Als basale Randbedingung können konstante Temperaturen oder ein konstanter Wärmefluß an der Modellbasis gewählt werden.

4.3.3 Implementierungen für das Temperaturmodell

Wahl der Elementtypen

Die zeitlich-räumliche Verteilung der Temperaturen im ORG-Gebiet wird dominant durch Advektion und Konduktion bestimmt. Im Rahmen der Struktur-Temperatur-Kopplung werden die Verschiebungen, welche zuvor in der strukturmechanischen Berechnung ermittelt wurden, den Knoten des Temperaturmodells beaufschlagt. Damit wird der mit der Advektion verbundene Massentrans-

port simuliert. In der anschließenden Temperaturfeldberechnung sind die Knoten gegen Verschiebungen fixiert und es erfolgt die Aktualisierung des Temperaturfeldes unter rein konduktiven Bedingungen.

Einbindung der thermischen Materialparameter

Die Materialparameter Wärmeleitfähigkeit k_{ij} , Wärmekapazität c_p und Dichte ρ können über die Beziehung ...

$$\kappa_{ij} = \frac{k_{ij}}{\rho \cdot c_p} \quad (4.24)$$

- κ_{ij} : Temperaturleitwert in $[m^2/s]$
- k_{ij} : Wärmeleitfähigkeit in $[W/(m \cdot K)]$
- ρ : Dichte in $[kg/m^3]$
- c_p : spezifische Wärmekapazität (bei konstantem Druck) in $[J/(kg \cdot K)]$

zum Temperaturleitwert κ_{ij} zusammengefaßt werden. In den Ausdruck geht die Tiefen-Temperaturabhängigkeit der Dichte $\rho(T,z)$ nach der Gl. 4.22 ein. Die Stoffwerte k_{ij} und c_p hängen von den physikalischen Größen Druck und Temperatur sowie teilweise von Mineralbestand, Struktur und Textur des Gesteinsverbandes ab. Eine meßtechnische Bestimmung des Temperaturleitwerts κ_{ij} gibt die kombinierte Auswirkung aller Einflußgrößen auf alle Stoffwerte wieder. Es liegen allerdings nur für den Parameter Wärmeleitfähigkeit k_{ij} systematische Untersuchungen unter geologischen P-T-Verhältnissen vor.

Die Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit k_{ij} von den Einflußgrößen ist nach SEIPOLD (1998) in folgende empirische Beziehung gefaßt:

$$k(T) = \frac{1}{A + (B \cdot T)} \quad (4.25)$$

- $k(T)$: Wärmeleitfähigkeit in $[W/(m \cdot K)]$
- T : Temperatur in $[K]$
- A, B : gesteinspezifische Konstanten, lithologieabhängig

Diese Formel gilt nur für krustale Gesteine und vernachlässigt den erst in der Mantellithosphäre bedeutsamen Druckeffekt. Die Wärmeleitfähigkeit $k(T)$ wird in der Formel als skalare Größe behandelt, obwohl ausgeprägte Transversalisotropien in allen Gesteinen mit Lagenbau nachgewiesen wurden (z. B. SIEGISMUND, 1994). Dieser Vorgehensweise wird nachstehend gefolgt, weil Gefüge und lithologische Zusammensetzung bereits in geringen Krustentiefen unter dem ORG-Gebiet nicht bekannt sind (Kap. 2.2.2). Für eine grobe Unterteilung in eine granitode Oberkruste und restitische Unterkruste liefert SEIPOLD (1998) Angaben für die Kennwerte A und B.

Die Wärmeleitfähigkeit $k(T)$ in der Mantellithosphäre berechnet sich nach SCHATZ & SIMMONS (1972) auf Basis von Untersuchungen an Olivinen:

$$k(T) = 416,8 \cdot (31 + 0,21 \cdot T)^{-1} \text{ für } T < 500 \text{ K} \quad (4.26)$$

$$k(T) = 416,8 \cdot [(31 + 0,21 \cdot T)^{-1} + 5,5 \cdot 10^{-6} \cdot (T - 500)] \text{ für } T > 500 \text{ K} \quad (4.27)$$

- $k(T)$: Wärmeleitfähigkeit in $[W/(m \cdot K)]$
- T : Temperatur in $[K]$

Alle Materialien zeigen einen Rückgang der Wärmeleitfähigkeit $k(T)$ mit steigender Temperatur. Bei P-T-Verhältnissen, welche mantellithosphärischen Tiefen entsprechen, steigt die Wärmeleitfähigkeit $k(T)$ des Olivins aufgrund des nun quantitativ bedeutsamen Druckeffekts erneut an.

Die spezifische Wärmekapazität c_p zeigt mit der Temperatur eine deutliche Steigerung und führt trotz der Dichteverringerung zu einem größeren Produkt aus beiden Größen in Gl. 4.24 (SEIPOLD, 1993). Dies resultiert in einer stärkeren Abnahme des Temperaturleitwerts κ_{ij} mit höherer Temperatur als für die Wärmeleitfähigkeit k_{ij} . In Ermangelung empirischer Beziehungen zwischen dem Stoffwert c_p und seinen Einflußgrößen wird ein konstanter Wert über die ganze Tiefe des FE-Modells angenommen. Er stellt ein Mittelwert aus Angaben zur spezifischen Wärmekapazität c_p für verschiedene Gesteine unter Normalbedingungen dar (vgl. SCHÖN, 1983).

Einbindung der radiogenen Wärmeproduktion

Es wird häufig eine exponentielle Abnahme der radiogenen Wärmeproduktion in den granitoiden Gesteinen der Oberkruste beobachtet, während in den restitischen Gesteinseinheiten der Unterkruste und den Mafiten des Mantels eine geringe, über die Tiefe konstante Produktion thermischer Energie vermutet werden (LAMBERT & HEIER, 1967; LACHENBRUCH & BUNKER, 1971). Im ORG-Gebiet liegen nur für oberflächennahe Bereiche Informationen über die Größenordnung der radiogenen Wärmeproduktion vor. Für größere Tiefen wird im Gegensatz zur Auffassung von RYBACH (1979) die Wärmeproduktion nicht aus seismischen Wellengeschwindigkeiten abgeleitet, da der Gehalt an Spurenelementen die Höhe der Wärmeproduktion, aber die Hauptelemente einzig die Geschwindigkeit der seismischen Wellen bestimmen (vgl. FOUNTAIN, 1986). Die Unsicherheit über das Ausmaß der radiogenen Wärmeproduktion in der tieferen Kruste wird im Rahmen der nachfolgenden Parameterstudie dazu benutzt, verschiedene initiale Temperaturverteilungen im FE-Modell zu generieren. Hierfür werden die exponentielle Abnahme der radiogenen Wärmeproduktion in der Oberkruste und ihr Wert in der Unterkruste innerhalb der in der Literatur angegebenen Bandbreiten variiert. Eine Aufwärtskorrektur der oberflächennahen Produktionswerte für die geologische Vergangenheit unterbleibt, weil die seit wenige 10er Ma andauernde Entwicklung des ORG eine vernachlässigbare Zeitspanne gegenüber den Halbwertszeiten der radioaktiven Elemente darstellt.

4.4 Erosion und Sedimentation

4.4.1 Thermomechanische Auswirkungen exogener Prozesse

Die exogenen Prozesse Erosion und Sedimentation sind bedeutende thermomechanische Einflußfaktoren. Dem Aufbau neuer Formen durch tektonisch induzierte Höhenänderungen wirkt ein Materialtransport mit Abtragung und Akkumulation von Gesteinsmassen entgegen. Abtragung und Akkumulation sind topographische Lasten, die die laterale Verteilung der potentiellen Energie über Schultern und Graben einer Riftstruktur modifizieren (z. B. BUROV & CLOETINGH, 1997).

Erosion und Sedimentation stellen advektive Wärmetransportprozesse dar. Der erosiven Entfernung von radiogenem Material kommt generell eine abkühlende Wirkung zu. Die thermischen Auswirkungen der Sedimentation sind dagegen von den Wärmeleitfähigkeiten und radiogenen Wärmeproduktionen der abgelagerten Sedimente sowie von der Sedimentationsrate abhängig (TERVOORDE & BERTOTTI, 1994). Erosion und Sedimentation verursachen somit über thermisch bedingte Dichteänderungen nicht nur eine weitere Modifikation in der lateralen Verteilung potentieller Energie. Die Änderungen im Temperaturfeld induzieren auch thermische Spannungen, nehmen Einfluß auf das Spannungsverformungsverhalten im Kriechregime und modifizieren die vertikale Spannungsverteilung in der Lithosphäre mit einer möglichen Verschiebung von Sprödviskos-Übergangsbereichen. Durch die Einflußnahme auf den thermomechanischen Parameter Temperatur bedeutet die erosive Entfernung von Material nicht zwangsläufig eine Entfestigung, die Sedimentation nicht eine Verfestigung der gedehnten Lithosphäre.

Die mechanische Be- bzw. Entlastung der Lithosphäre durch Erosion und Sedimentation muß in das Strukturmodell eingebunden werden. Die thermischen Auswirkungen beider Prozesse werden im Temperaturmodell berücksichtigt. Im Rahmen der thermomechanischen Kopplung von Struktur- und Temperaturmodell (Kap. 3.4.1) werden die Effekte auf das jeweils andere Modell übertragen.

Erosion und Sedimentation laufen der Lagrangeschen Beschreibung von Bewegungen zuwider (Kap. 3.3). Sie entnehmen Material aus dem FE-Modell oder fügen es hinzu. ANSYS® sieht für diesen Fall eine Aktivierung/Deaktivierung von Elementen ('Birth and Death'-Funktion) vor. Die Funktion kann wegen der sehr aufwendigen Implementierung nur in begrenztem Umfang eingesetzt werden. Wenn die strukturellen und thermischen Auswirkungen der exogenen Prozesse hinreichend genau im Lagrangeschen Bezugsrahmen beschrieben werden können, wird die 'Birth and Death'-Funktion nicht verwendet.

4.4.2 Reliefentwicklung durch Erosion

Abtragungsprozesse treten in unterschiedlichen räumlichen Skalen und Dimensionen auf. Die der Hangneigung folgenden Massenbewegungen (z. B. Abspülung, Hangrutschungen) wirken flächenhaft und großmaßstäblich. Ihnen steht die fluviale Erosion als ein lokaler und linearer Abtragungsprozeß gegenüber. Sie führt zu einer Entstehung und Beschleunigung zweidimensionaler Massentransporte, weil sie durch die Eintiefung von Rinnen den Anteil geneigter Flächen erhöht. In einem größeren geographischen Betrachtungsfeld wird somit auch die Erosion durch ein Gewässernetz von einem lokalen, diskontinuierlichen Abtragungsprozeß zu einer in der Fläche wirkenden, kontinuierlichen Massenbewegung. Damit können für eine Beschreibung großmaßstäblicher Land-

schaftsformung auch jene mathematischen Erosionsmodelle verwendet werden, die ursprünglich für flächenhafte Abtragungsprozesse entwickelt wurden.

Das umfassendste Erosionsmodell geht von einer Proportionalität zwischen Erosionsrate $\partial z/\partial t$ und Gelände­krümmung $\partial^2 z/\partial x^2$ aus. Sie führt zu der Massentransportgleichung (CULLING, 1960):

$$\frac{\partial z}{\partial t} = v_x \cdot z_E \cdot \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + v_z(x) \quad (4.28)$$

- z** : Höhe in [m]
- t** : Zeit in [s]
- v_x** : horizontale Materialtransportgeschwindigkeit in [m/s]
- z_E** : Mächtigkeit der erodierbaren Schicht in [m]
- x** : horizontale Strecke in [m]
- v_z(x)** : vertikale Materialtransportgeschwindigkeit in [m/s]

Ausdruck 4.28 erfaßt die größenabhängige Rundung von Landschaftsformen, eine Abnahme des Hanggradienten und eine laterale Verlagerung der Wasserscheiden in Richtung des niedrigeren Hanggradienten (KOOI & BEAUMONT, 1994). Der Mangel des Modells besteht darin, daß ein Massentransport nur in Bereichen sich ändernder Hangneigung beschrieben wird.

Eine vollständige Fixierung der Wasserscheiden und der Erhalt spitzer Landschaftsformen ergeben sich, wenn ein Zusammenhang zwischen Erosionsrate $\partial z/\partial t$ und Höhe *z* postuliert wird (z. B. ZHOU & STÜWE, 1994). Massenbilanzierungen von überregionalen Dränagesystemen legen dabei einen exponentiellen Anstieg der Erosionsrate $\partial z/\partial t$ mit der Höhe *z* nahe (SUMMERFIELD, 1991). Demnach muß eine mathematische Beziehung zwischen der ursprünglichen Höhe *z*₀ einer Landschaftsform und der Höhe *z*(*t*) zum späteren Zeitpunkt *t* die Form einer Abklingfunktion annehmen:

$$z(t) = z_0 \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (4.29)$$

- z(t)** : tatsächliche Höhenlage über Erosionslevel zum Zeitpunkt *t* in [m]
- z₀** : Anfangshöhe über Erosionslevel in [m]
- τ** : Abklingkonstante in [s]

Nach der Zeit *t* = τ sind nur noch 36 % der Anfangshöhe *z*₀ vorhanden. SUMMERFIELD (1991) erlaubt nur dann eine Korrelation zwischen Erosionsrate und Höhe, wenn für das betrachtete Gebiet ebenfalls eine Korrelation zwischen Höhe und topographischem Gradient besteht. Der topographische Gradient wird als der eigentliche Parameter für die Initiierung von flächenhaften Massenbewegungen aufgefaßt. Diese Aussage birgt allerdings den Widerspruch, daß der Massentransport entlang dem topographischen Gradienten zu einer lateralen Verschiebung von Scheitelpunkten bei gleichbleibender Hangneigung führt, wohingegen obige Abklingfunktion ortsfeste Wasserscheiden bei abnehmender Hangneigung verursacht (Abb. 4.5).

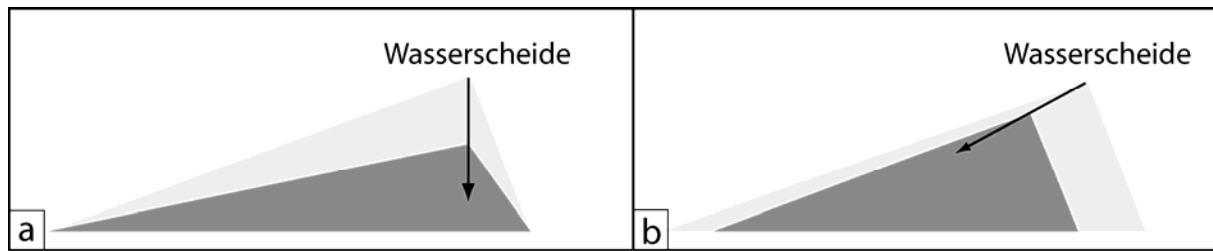


Abb. 4.5: Erosionsmodelle im Vergleich am Beispiel einer Grabenschulter. Die hellgraue Fläche ist die Gebirgsform zu Beginn der Erosion. Die dunkel schattierte Fläche stellt das Gebirgsprofil zu einem späteren Zeitpunkt dar. Zeichnungen nach STÜWE (2000).

- a.** Erosion proportional zur Höhe: Wasserscheide ortsfest, Hangneigungen abnehmend.
- b.** Erosion proportional zur Hangneigung: laterale Verlagerung der Wasserscheide in den distalen Schulterbereich, Hangneigungen konstant.

Die Reliefentwicklung von Grabenschultern im kontinentalen Riftstadium wird am genauesten mit einer nichtlinearen Form der Massentransportgleichung beschrieben (BUROV & CLOETINGH, 1997). Darin sind die Parameter v_X und z_E selbst eine Funktion der horizontalen Strecke x und es können so asymmetrische Wirkfaktoren (z. B. lokale Niederschlagsverteilung) über die Breite der Landschaftsform berücksichtigt werden. Mit der höheren Nichtlinearität nehmen der Rundungszuschnitt und die örtliche Flexibilität der Scheitelpunkte ab. Die Wasserscheide wandert nur in geringem Maße von der inneren Grabenflanke weg nach außen. Die Reliefgeometrie von Riftschultern nähert sich damit jenem Profil an, das durch die Abklingfunktion als ein vereinfachtes, aber in der Natur nicht exakt verwirklichtes Erosionsmodell beschrieben wird.

4.4.3 Implementierung der Erosion

Die Fläche bzw. das Volumen des erodierten Materials während einer Simulation liegen mitunter im Bereich einer Elementgröße. Eine Deaktivierung von Elementen über die 'Birth and Death'-Funktion wird deswegen vermieden.

4.4.3.1 Mechanische Effekte im Strukturmodell

Der entlastende Effekt der Erosion wird eingebunden, indem nach oben gerichtete Kräfte auf die Knoten der Modelloberfläche aufgebracht werden. Für die Bemessung der Kräfte wird für das Erosionsmodell mit einer Beziehung zwischen Erosionsrate und Höhe optiert. Es bietet eine hinreichend genaue Beschreibung der Reliefentwicklung im ORG-Gebiet, weil westliche und östliche Grabenschultern des ORG meist nur eine marginale Rückwärtsverlagerung ihrer Scheitellinien aufweisen. Ferner erlauben Massenbilanzierungen auf den Grabenschultern einen quantitativen Zusammenhang zwischen Erosionsrate und Höhe herzustellen, wohingegen die Parameter v_X und z_E der nichtlinearen Massendiffusionsgleichung aus den Geländebefunden nicht bestimmt werden können.

Für die Berechnung der Knotenkräfte muß die Höhe der erodierten Gesteinssäule z_E an einem Knoten bekannt sein:

$$z_E(t) = z_0 - z(t) \quad (4.30)$$

$z_E(t)$: Höhe der erodierten Gesteinssäule zum Zeitpunkt t in [m]
 z_0 : Anfangshöhe über Erosionslevel in [m]
 $z(t)$: tatsächliche Höhenlage über Erosionslevel zum Zeitpunkt t in [m]

Die beschriebene Abklingfunktion kann hier nicht verwendet werden. In einem aktiven Hebungsprozeß ist die Anfangshöhe z_0 selbst eine Funktion der Zeit. Sie entspricht dem Gesamthebungsbetrag abzüglich der bereits erodierten Gesteinssäule zu einem vorhergehenden Zeitschritt. Es wird anstatt dessen eine geometrische Reihenentwicklung nach folgender Formel vorgenommen:

$$z_E = \sum_{k=1}^m h_k \cdot q^{m-k} \quad (4.31)$$

z_E : Höhe der erodierten Gesteinssäule über Erosionslevel in [m]
 k : Zeitschritt
 m : maximale Anzahl der Zeitschritte
 h_k : Hebung über Erosionslevel an Knotenpunkt bei Zeitschritt k in [m]
 q : Erosionsfaktor

Am Ende eines Zeitschrittes k wird ein Anteil q von der Höhe eines Knotens über dem Erosionslevel erodiert. Dieser Anteil wird zu der bisherigen Höhe z_E der erodierten Gesteinssäule hinzugezählt. Mit der Bestimmung der Größe z_E ist die Berechnung der Knotenkräfte möglich:

$$F_E = \rho_{OK} \cdot g \cdot z_E \quad (4.32)$$

F_E : Gewichtskraft der erodierten Gesteinssäule an einem Knoten in [N]
 ρ : Dichte der Oberkruste in [kg/m³]
 g : Fallbeschleunigung, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$
 z_E : Höhe der erodierten Gesteinssäule über Erosionslevel an einem Knoten in [m]

Der Erosionsfaktor q wird so eingestellt, daß zum Ende einer Simulation die Höhe der erodierten Gesteinssäule an einem Knoten dem realen Wert an diesem Ort entspricht. Der Wert für q wird während einer Modellierung nicht verändert, woraus sich eine lineare Beziehung zwischen der jeweiligen Höhe des Knotens und der Erosionsrate an diesem Ort ergibt. Gegenüber der eigentlich vorliegenden exponentiellen Beziehung folgt daraus zu Beginn einer Modellierung zunächst eine etwas zu hohe Bemessung der Knotenkräfte, welche aber aufgrund der geringen Hebungsbeträge in diesem Stadium vernachlässigbare Auswirkungen auf die Größe der potentiellen Energie im Grabenschulterbereich hat.

Herkunftsanalysen von Grabenablagerungen im Ostteil des Grabens ermöglichen eine Bemessung des Erosionsfaktors q . Sie belegen, daß die Erosion im Oligozän dort vornehmlich jurassische Gesteinsverbände betraf (DURINGER, 1988), wohingegen jüngere Abfolgen ältere Einheiten enthalten (GROSCHOPF et al., 1996). Die oligozäne Hebung in diesem Gebiet kann auf ca. 800 m geschätzt werden (Kap. 5.2), von denen annähernd die Mächtigkeit der jurassischen Gesteinsverbände von ungefähr 400 m der Erosion zum Opfer gefallen ist. Diesem Verhältnis aus erodierter Gesteinssäule zu Hebungsbetrag innerhalb von 10 Ma kann mit einem Wert von $q = 0.08$ entsprochen werden. Die lückenhafte Sedimentation im Jungtertiär und Quartär erlaubt keine Ableitung von Erosionsraten. Der oligozäne Wert für Erosionsfaktor q wird deshalb bis rezent beibehalten.

Als Denudationsbasis wird die Höhenlage der Prärifterdoberfläche verwendet. Sie lag als eine Fastebene vermutlich wenige 10er bis ca. 100 m über dem damaligen Meeresspiegel (SISSINGH, 1998). Der Meeresspiegel befand sich seit Beginn der ORG-Entstehung nicht mehr als ca. 100 m über dem heutigen Niveau (KOMINZ et al., 1998). Es resultiert daraus für die Modellierung eine Erosionsbasis von ca. 200 m über dem rezenten Meeresspiegel. Durch die Gleichheit von Erosionsbasis und Prärifterdoberfläche beginnt in der Simulation die Erosion an einem Knoten, sobald er über seine Höhenlage zu Beginn der strukturellen Berechnung emporgehoben wird.

Die lokale Erosionsbasis liegt für grabenzugewandte Riftflanken meist tiefer als für die fernen Schulterbereiche. Im ORG-Gebiet betrug während der Riftentwicklung die Differenz zwischen Sedimentationslevel und Höhenlage der Prärifterdoberfläche maximal 150 m, meist aber bedeutend weniger als 100 m (Kap. 4.4.4.1). Dieser Unterschied ist vernachlässigbar und die Denudationsbasis von 200 m ü NN gilt somit für jeden Punkt der Modelloberfläche.

Die Festigkeitsbeiträge von Elementen, die während der Simulation vollständig 'erodiert' werden, sind aus dem Strukturmodell zu entfernen. Eine Herabsetzung auf den idealen Festigkeitswert $\sigma_Y = 0$ ist nicht möglich, da die 'erodierten' Elemente für eventuell auflagernde Kontaktelemente einen konkreten Festigkeitsbetrag aufweisen müssen. Mit Beträgen von 5 bis 10 MPa wird diesem Aspekt Rechnung getragen und sogleich bewirkt, daß diese Elemente keinen nennenswerten Einfluß auf das rheologische Verhalten der restlichen Lithosphäre haben. Die entlastenden Knotenkräfte greifen nach der Festigkeitsminderung an den Knotenpunkten des darunterliegenden Elements an, das noch nicht vollständig von der Erosion erfaßt wurde.

4.4.3.2 Thermische Effekte im Temperaturmodell

Die Abkühlung durch Hebung der Grabenschultern wird nachgebildet, indem alle Knoten, die sich zwischen Modelloberfläche und der tiefer liegenden Landoberfläche befinden, Temperaturwerte zugewiesen werden. Die jeweilige Knotentemperatur bemißt sich nach der Höhe des Knotens über der initialen Modelloberfläche. Sie nimmt gemäß der Trockenadiabaten von 1°C pro 100 Höhenmeter ab. Knoten der zum Graben gewandten Schulterflanke, die während der Simulation an die Erdoberfläche treten, erhalten ebenfalls die Temperatur entsprechend ihrer Höhenlage. Die radio-gene Wärmeproduktion von vollständig 'erodierten' Elementen wird auf null gesetzt (Abb. 4.6). Durch die Fixierung der Temperaturen an den 'erodierten' Knoten und die Verringerung der radio-genen Wärmeproduktion wird eine Linearisierung des vertikalen Temperaturprofils zwischen Modelloberfläche und Landoberfläche erzielt, wie es in der Atmosphäre auftritt. Durch diese Linearisierung nimmt die Landoberfläche jene Temperaturwerte an, die ihr aufgrund der Höhenlage zukommen.

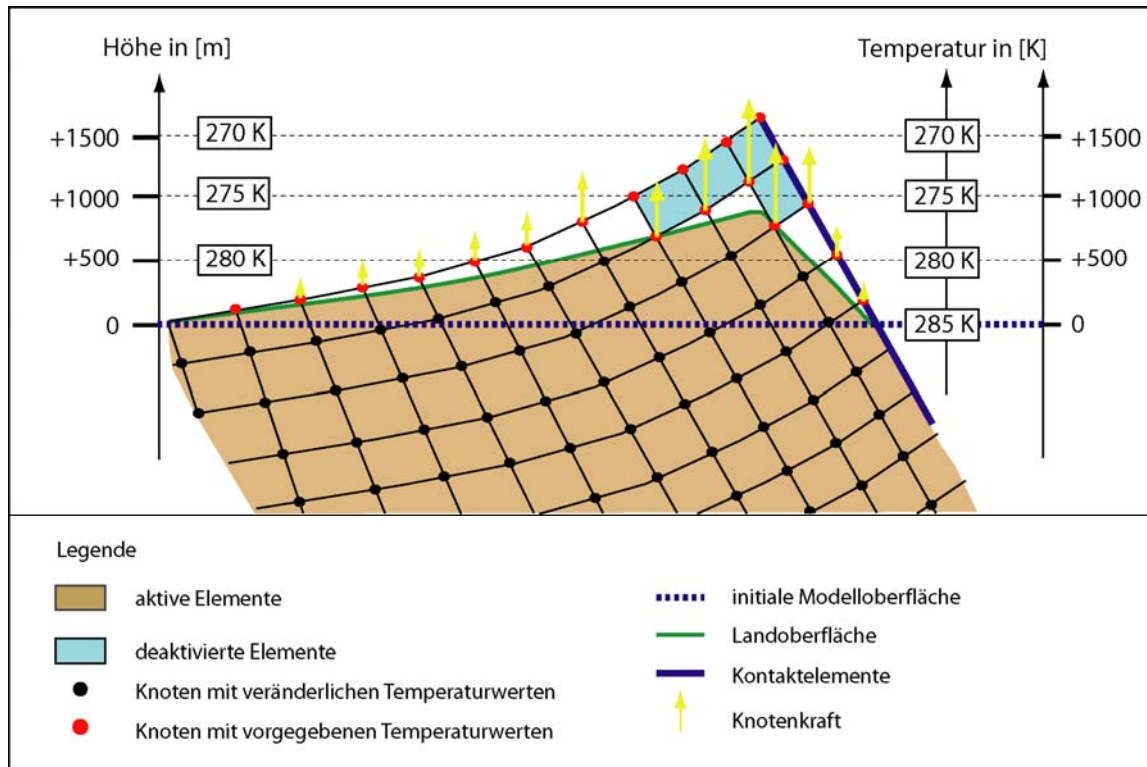


Abb. 4.6: Einbindung der thermischen Effekte von Erosion am Beispiel einer Grabenschulter:

‘Erodierte’ Knoten (rot) erhalten festgeschriebene Temperaturen entsprechend ihrer Höhenlage. Die radio-gene Wärmeproduktion von komplett ‘erodierten’ Elementen (blau) wird entfernt. Für die schwarzen Knoten werden in jedem Zeitschritt die Temperaturen neu durch das Programm kalkuliert. Der erosive Entlastungseffekt wird im Strukturmodell durch nach oben gerichtete Knotenkräfte (gelb) nachgebildet.

4.4.4. Implementierung der Sedimentation

4.4.4.1 Bestimmung des Sedimentationslevels

Für Tiefenangaben zum Sedimentationslevel bietet sich in marinen Ablagerungsräumen der Meeresspiegel als Bezugsfläche an. Die Meeresspiegelhöhe wird für die Ermittlung der Sedimentoberfläche um die Wassertiefe korrigiert. Für den ORG treten die erschwerenden Umstände hinzu, daß Teile der Grabenfüllung erodiert wurden und zeitliche Wechsel in den Ablagerungsbedingungen zwischen offen-marin und terrestrisch-fluvial auftraten (Kap. 2.6.3). Die Höhe des Meeresspiegels kann deswegen nur für bestimmte Zeitabschnitte der Grabenentwicklung in die Kalkulation des Sedimentationslevels einbezogen werden.

Abb. 4.7 stellt die Meeresspiegelschwankungen nach HAQ et al. (1988) den Ablagerungsbedingungen im ORG-Gebiet gegenüber. Es zeigt sich eine zeitliche Korrelation zwischen eustatischen Meeresspiegelschwankungen und der Art des Ablagerungsmilieus zwischen der Sedimentation von Pechelbronner bis Untere Hydrobienschichten. Meeresspiegelhochstände fallen mit brackisch- bis offen-marinen Ablagerungsbedingungen zusammen. Die Ablagerung der lakustrinen Niederrödener bzw. Frischwasserschichten und der lagunär-evaporitischen Corbículaschichten ist dagegen an regressive Tendenzen gekoppelt.

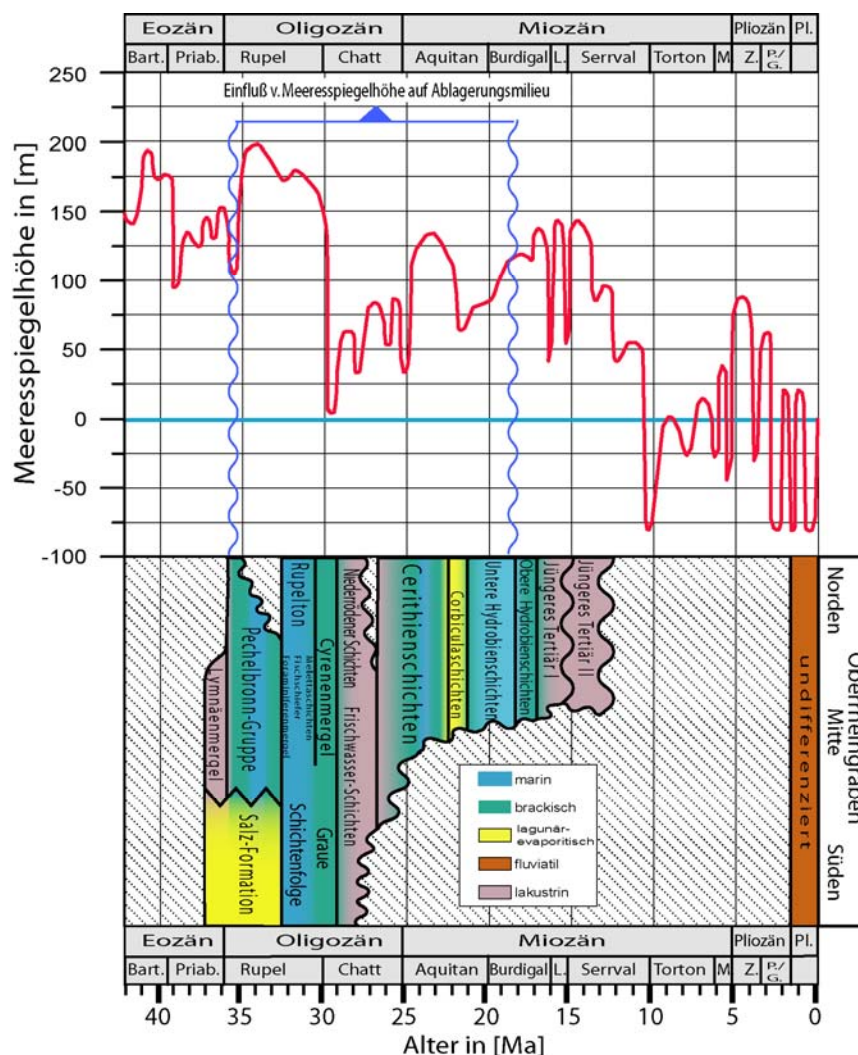


Abb. 4.7: Gegenüberstellung von eustatischen Meeresspiegeländerungen nach HAQ et al. (1988) und Ablagerungsbedingungen im ORG-Gebiet nach SISSINGH (1998) sowie BERGER et al. (2005b).

Ein Einfluß eustatischer Meeresspiegelschwankungen auf das Ablagerungsmilieu liegt für die Einheiten jünger als Untere Hydrobienschichten nicht vor. Die Verbindungen zu marinen Ablagerungsräumen wurden aufgegeben (ZIEGLER, 1994). Es findet ein Übergang von brackisch-marinen Einflüssen während der Ablagerung der Oberen Hydrobienschichten zu rein lakustrinen Verhältnissen bei Sedimentation des Jungtertiärs I und II statt. Die Meeresspiegelhöhe zeigte in dieser Zeit keinen langzeitlichen regressiven Trend. Im südlichen und Teilen des zentralen ORG sind sedimentäre Zeugnisse zwischen Chatt und mittleren Miozän nicht erhalten. Dieser Grabenbereich unterlag der Hebung und Erosion (ROLL, 1979).

Die Wassertiefe im marinen Milieu hängt von folgenden Faktoren ab (ALLEN & ALLEN, 2005):

$$w(t) = w_0 + \Delta E(t) + \Delta S_T(t) + \Delta S_C(t) - \Delta D(t) \quad (4.33)$$

- $w(t)$: Wassertiefe zum Zeitpunkt $t > 0$ s
- w_0 : Wassertiefe zum Zeitpunkt $t = 0$ s
- $\Delta E(t)$: eustatische Meeresspiegeländerung
- $\Delta S_T(t)$: tektonisch-thermisch induzierte Meeresspiegeländerung
- $\Delta S_C(t)$: Meeresspiegeländerung durch Kompaktion
- $\Delta D(t)$: Meeresspiegeländerung durch Sedimentation

Die enge zeitliche Korrelation von Meeresspiegelhöhe und Ablagerungsmilieu im ORG-Gebiet legt zunächst nahe, daß die Schwankungen der Wassertiefe $w(t)$ vor allem durch eustatische Meeresspiegeländerungen $\Delta E(t)$ kontrolliert wurden. Die Wassertiefe $w(t)$ lag allerdings meist bei weniger als 100 m (ROTHAUSEN & SONNE, 1997; GRIMM, 1991) und wies damit in den gleichen Zeiträumen eine geringere Schwankungsbreite als $\Delta E(t)$ mit 0 bis 200 m auf. Isotopenstudien (MILLER et al., 1991) und backstripping-Arbeiten (KOMINZ et al., 1998) lassen jedoch eine geringere Fluktuationbreite von $\Delta E(t)$ vermuten als von HAQ et al. (1988) angenommen, sodaß die Wassertiefe $w(t)$ primär eine Funktion von $\Delta E(t)$ darstellt. Die Bilanz aus den übrigen Größen $\Delta S_T(t)$, $\Delta S_C(t)$ und $\Delta D(t)$ impliziert folglich eine Sedimentationsoberfläche auf kaum verändertem Tiefenniveau. Es wird deshalb für alle Einheiten zwischen Pechelbronner Schichten und Obere Hydrobienschichten und für den gesamten Graben eine Sedimentationsoberfläche von 50 m über dem rezenten Meeresspiegel festgelegt. Dieser Betrag entspricht der durchschnittlichen Meeresspiegelhöhe nach KOMINZ et al. (1998) während der ORG-Entwicklung unter Vernachlässigung der meist nur wenige 10er Meter mächtigen Wasserbedeckung. Der Wert wird ebenfalls für die lakustrinen Niederrödener Schichten beibehalten. Nach Abb. 4.7 stellt der Übergang zwischen Niederrödener und den Cerithienschichten eine Änderung vom lakustrinen zum brackisch-marinen Ablagerungsmilieu dar. Diese Milieuänderung fand zeitgleich mit einem nur geringen Meeresspiegelanstieges statt, was eine wesentliche Erhöhung des Sedimentationslevels während der Ablagerung der Niederrödener Schichten ausschließt.

Es gibt keine Hinweise auf die Höhenlage des Sedimentationslevels zur Ablagerungszeit des Jungtertiär I und II. Erosive Kontakte an Basis und Top des Jungtertiärs II lassen lediglich ein stark schwankendes Verhältnis zwischen dem geschaffenen Akkommodationsraum und der Sedimentanlieferung im mittleren Miozän vermuten. Es wird aufgrund der mangelhaften Datenbasis die rezente Höhenlage der oberrheinischen Tiefebene für das Jungtertiär I/II sowie das Quartär als Sedimentationslevel verwendet. Da diese Einheiten in ihrer Verbreitung im wesentlichen auf den nördlichen ORG beschränkt sind, kann vereinfacht für alle Grabenabschnitte auf die Höhenlage von 100 m ü NN aus dem nördlichen ORG Bezug genommen werden.

4.4.4.2 Mechanische Effekte im Strukturmodell

Sedimente akkumulieren durch die tektonische Subsidenz des Beckenuntergrundes und durch die Kompaktion der Sedimentsäule. Die vertikale Last σ_{Vsed} durch eine Sediment- und Wassersäule auf den Beckenuntergrund setzt sich zusammen aus:

$$\sigma_{Vsed} = \sigma_{eff} + \sigma_w + p_A \quad (4.34)$$

- σ_{Vsed} : vertikale Last in [Pa]
- σ_{eff} : effektive Spannung in [Pa]
- σ_w : Last der Wasserbedeckung in [Pa]
- p_A : Fluiddruck in der Sedimentsäule in [Pa]

Die effektive Spannung σ_{eff} entspricht der Festigkeit des Korngerüstes (TERZAGHI et al., 1996). Kompaktion und zusätzlicher Akkommodationsraum wird einzig durch eine Zunahme der effektiven Spannung infolge tektonischer Subsidenz und Sedimentation hervorgerufen. Damit ist die mathematische Grundlage für die Einbindung von Sedimentauflasten, vereinfacht für den eindimensionalen Fall:

$$\sigma_{Vsed} = \sigma_{eff} = (1 - \lambda) \cdot \rho_b \cdot g \cdot (z_B - z_{Lev}) \quad (4.35)$$

- ρ_b : durchschnittliche Dichte der Sedimentsäule in [kg/m³]
- g : Fallbeschleunigung, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$
- z_B : Tiefe des Beckenuntergrundes unter initialer Modelloberfläche in [m], $z_B > 0$
- z_{Lev} : Tiefe des Sedimentationslevels über initialer Modelloberfläche in [m], $z_{Lev} > 0$
- λ : Porenfluidfaktor (Gl. 4.8)

Die Auflast durch Wasserbedeckung σ_w ist aufgrund der geringen Wassertiefen von meist $< 100 \text{ m}$ vernachlässigbar. In weiten Bereichen des ORG-Gebiets sind die Störungen zumindest rezent permeabel für den Fluidtransport (PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT, 2000). Es sind keine Hinweise für Überdruckabteile bekannt. Es werden aufgrund dessen hydrostatische Druckverhältnisse ($\lambda = 0.36$) angenommen. Gl. 4.35 wird folglich zu:

$$\sigma_{Vsed} = 0,64 \cdot \rho_b \cdot g \cdot (z_B - z_{Lev}) \quad (4.36)$$

Die Dichte ρ_b und damit die vertikale Last σ_{Vsed} sind Funktionen der Porosität Φ . Für eine Sedimentsäule, die aus n Schichten besteht, errechnet sich die Dichte ρ_b nach ALLEN & ALLEN (2005):

$$\rho_b = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\phi_i \cdot \rho_w + (1 - \phi_i) \cdot \rho_i}{z_B - z_{Lev}} \right) \cdot z_i \quad (4.37)$$

- ρ_i : Korndichte der Schicht i in [kg/m³]
- Φ_i : Porosität der Schicht i in der Tiefe z_i
- z_i : Tiefe der Schicht i unter Sedimentationslevel in [m]

Die Tiefe z_i ist der Mittelwert zwischen Top- und Basisfläche der Schicht i . Für das ORG-Gebiet ist eine exponentielle Abnahme der Porosität mit der Tiefe nachgewiesen (HELING, 1969). Hierfür lautet die mathematische Beziehung nach ATHY (1930):

$$\phi_i = \phi_{0i} \cdot e^{-c_i \cdot z_i} \quad (4.38)$$

- Φ_{0i} : initiale Porosität der Schicht i
 c_i : Kompaktionsparameter, lithologieabhängig

Die Kompaktion führt zu einer Mächtigkeitsreduktion des Sedimentstapels und ändert somit die Tiefenlage von Top und Basis einer lithologischen Einheit. Die reduzierte Mächtigkeit einer Schicht i infolge Kompaktion wird ermittelt nach:

$$L_i = \frac{(1 - \phi_{i-1}) \cdot L_{i-1}}{1 - \phi_i} \quad (4.39)$$

- L_i : Mächtigkeit der Schicht i in [m]
 L_{i-1} : Mächtigkeit der Schicht i im vorhergehenden Zeitschritt in [m]
 Φ_i : Porosität der Schicht i
 Φ_{i-1} : Porosität der Schicht i im vorhergehenden Zeitschritt

Der belastende Effekt der Sedimentation wird eingebunden, indem nach unten gerichtete Kräfte auf die Knoten der Modelloberfläche im absinkenden Grabenblock aufgebracht werden. Die Ermittlung der Belastung σ_{Vsed} erfolgt für jeden Knoten gemäß Gl. 4.36. Im nächsten Rechenschritt erzeugt die Last σ_{Vsed} zusätzlichen Akkommodationsraum infolge Sedimentation und Kompaktion. Die in den vorherigen Rechenschritten abgelagerten Schichten werden nach den Gl. 4.37 bis 4.39 kompaktiert und anschließend die Last σ_{Vsed} mit den veränderten Werten von Φ_i , L_i und ρ_b aktualisiert (Abb. 4.8). Als Schicht i im Sinne der Gleichungen gelten Schichtgruppen, in denen jeweils mehrere Einheiten der nach Abb. 2.11 aufgeführten Becken-(Normal)fazies zusammengefaßt sind. Einteilung, Kompaktionsparameter und initiale Porositäten der Schichtgruppen sind in Tabelle V.2 (Kap. 5.3) aufgelistet. Die Korndichte ρ_i schwankt zwischen 2650 und 2750 kg/m³ in Abhängigkeit von der lithologischen Zusammensetzung innerhalb einer Schichtgruppe.

Der Festigkeitsbeitrag der Grabensedimente findet in der Modellstudie keine Berücksichtigung. Er ist gegenüber den Unsicherheiten in der Größe der rheologischen Parameter des Spröd- und des Kriechregimes (Kap. 4.2.1.1 und 4.2.2.1) vernachlässigbar.

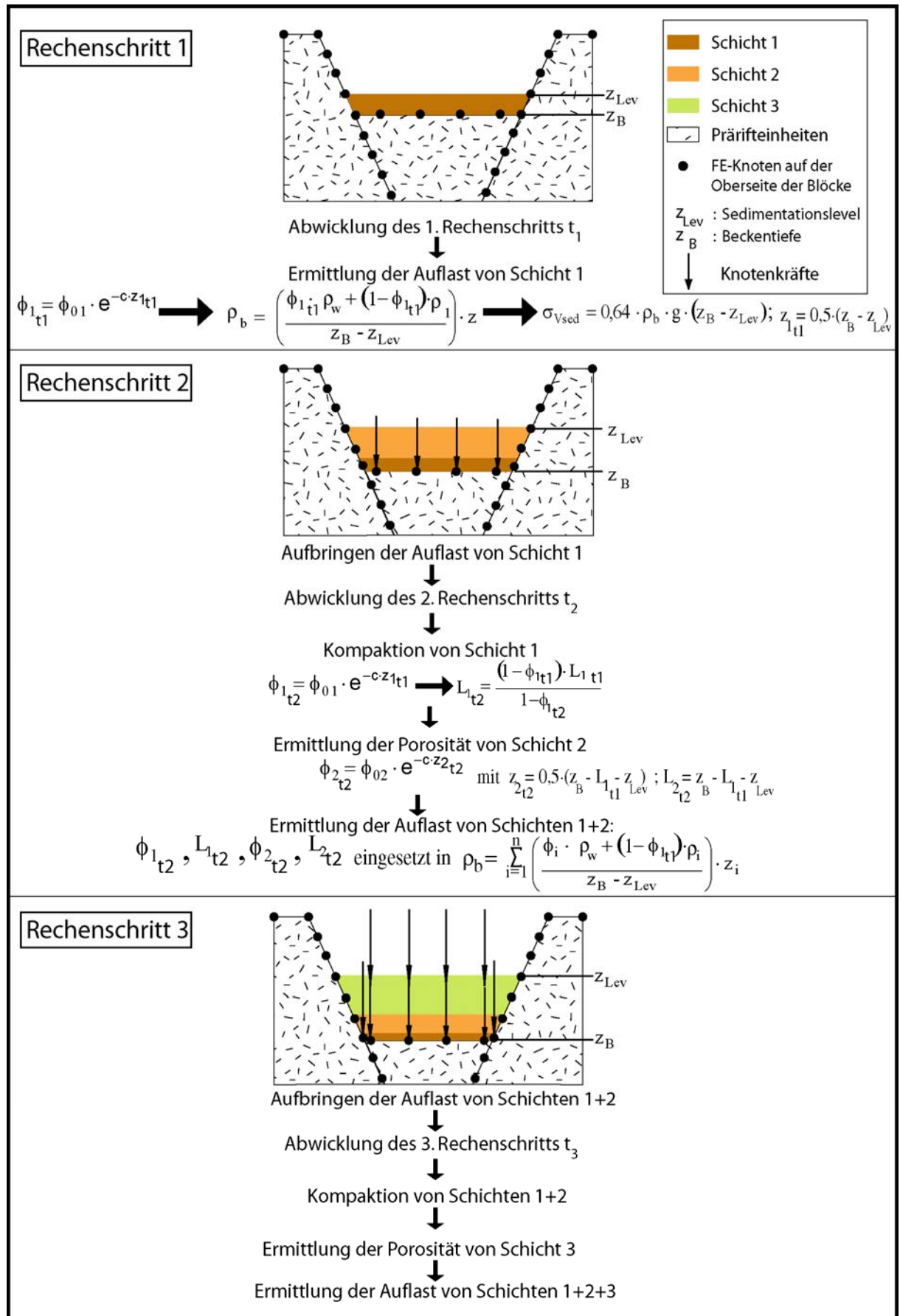


Abb. 4.8: Ablauf der Kompaktion im Strukturmodell am Beispiel der ersten drei Rechenschritte. Ab Rechenschritt 3 werden auch die Knoten auf den Oberflächen der Liegendblöcke belastet.

4.4.4.3 Thermische Effekte im Temperaturmodell

Die Sedimentation stellt wie die Erosion ein advektiver Wärmetransportprozeß mit einer veränderlichen Randbedingung dar. Durch die Lagrangesche Beschreibung von Bewegungen wandert die Sedimentoberfläche aus dem FE-Modell heraus. Eine analytische Lösung der Wärmetransportgleichung (Gl. 4.23) ist dann nur unter bestimmten Annahmen möglich (CARSLAW & JAEGER, 1959). Numerische Lösungsansätze zeigen, daß die Verwendung dieser Annahmen (z. B. keine radiogene Wärmeproduktion in Sedimenten, 1D-Betrachtung, lineare Wärmeübertragung) zu falschen Aussagen über die thermische Entwicklung einer geologischen Struktur führen kann (HANSEN & NIELSEN, 2002). Die thermischen Auswirkungen der Sedimentation werden deshalb numerisch in die Modellierungen integriert.

‘Birth and Death’-Funktion

Der Sedimentationsprozeß wird durch die Aktivierung/Deaktivierung von Elementen (‘Birth and Death’-Funktion) nachgebildet. Es werden über dem Grabenblock Reihen aus Kontinuums- und Kontaktelementen generiert (Abb. 4.9). Sie sind zunächst aus der Modellierung durch Deaktivierung ausgeblendet. Gelangen diese Elemente während der Simulation unter den Sedimentationslevel, werden sie durch Aktivierung in den rifting-Prozeß eingebunden. Damit wird annähernd eine Identität zwischen Modelloberfläche und Sedimentationslevel hergestellt.

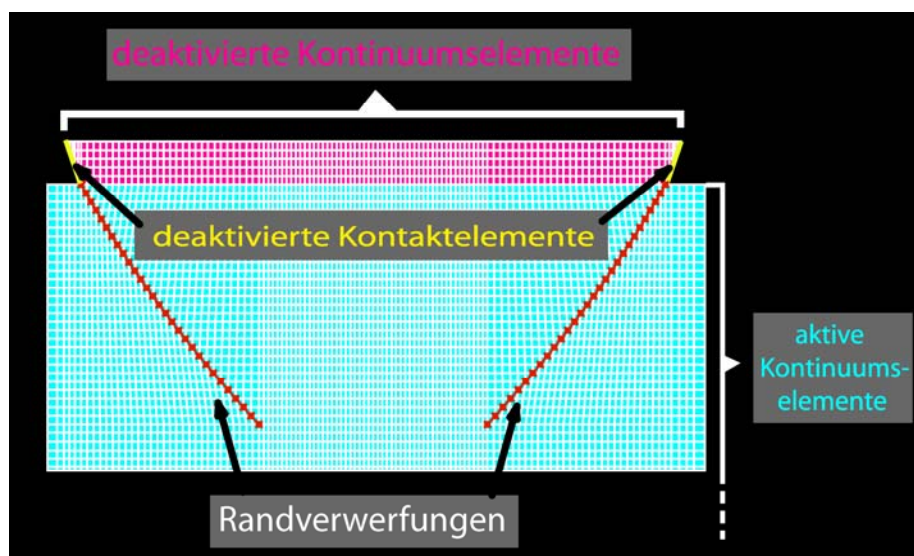


Abb. 4.9: Ausschnitt aus dem FE-Netz des Temperaturmodells vor Modellierungsbeginn. Zusätzliche Kontinuums- und Kontaktelemente (rosa und gelb) werden über aktiven Elementen (blau) generiert und deaktiviert.

Im Strukturmodell sind die zusätzlich definierten Knoten und Elemente nicht vorhanden. Eine Übertragung von Verschiebungen aus dem Strukturmodell in das Temperaturmodell ist für solche Knoten somit nicht möglich. Dies erfordert vor der Temperaturfeldberechnung die Definition eines Verschiebungsfeldes für die zusätzlich geschaffenen Knoten. Die Vorgehensweise für seine Definition ist in der Bilderfolge der Abb. 4.10 dargestellt.

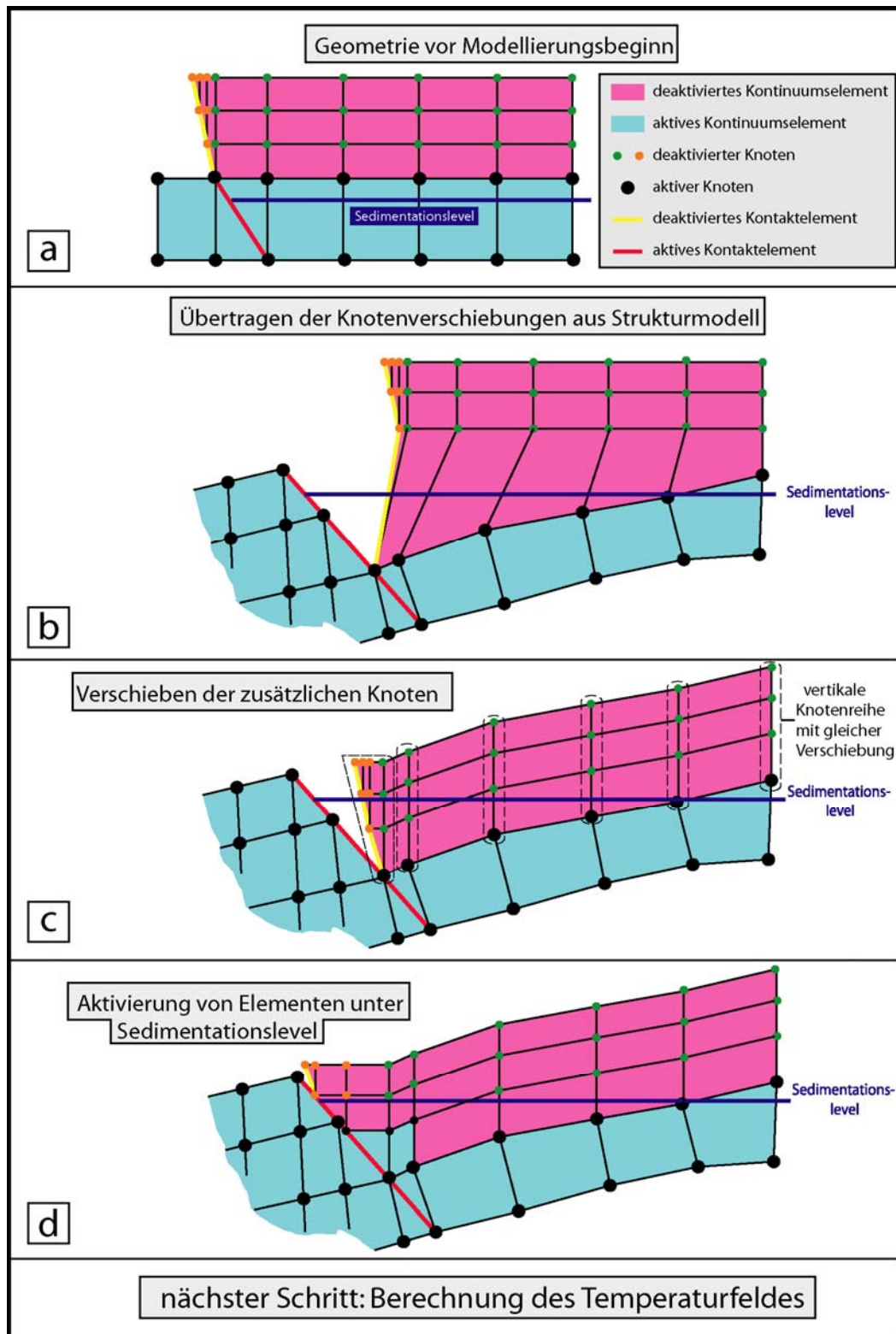


Abb. 4.10: Einbindung thermischer Effekte durch Sedimentation in die Temperaturfeldberechnung.

- Erzeugung zusätzlicher Reihen von Kontinuumsselementen (rosa) und Kontaktelementen (gelb). Deaktivierung dieser Elemente vor Modellierungsbeginn.
- Aufbringen der Knotenverschiebungen aus dem Strukturmodell. Nur die Knoten, die im Strukturmodell ebenfalls vorhanden sind, werden belastet.
- Auf die deaktivierten Knoten werden die Verschiebungen des aktiven Knotens aufgebracht, den sie vor Modellierungsbeginn vertikal überlagerten.
- Die Knoten der deaktivierten Kontaktelemente werden auf die Kontaktfläche des Liegenden geführt. Kontinuums- und Kontaktelemente unterhalb des Sedimentationslevels werden aktiviert und anschließend die Temperaturfeldberechnung gestartet.

In einem ersten Bearbeitungsschritt werden über dem Grabenblock weitere Reihen von Kontinuums- und Kontaktelementen generiert (Abb. 4.10a). Die Elemente und die sie verbindenden Knoten (grün, orange) sind zu Modellierungsbeginn deaktiviert. Während der Simulation werden im Anschluß an eine Strukturfeldberechnung die Verschiebungen auf die Knoten (schwarz) des Temperaturmodells übertragen (Abb. 4.10b). Die im Strukturmodell nicht vorhandenen Knoten sind dagegen zunächst örtlich fixiert, was zu einer Verzerrung der untersten, deaktivierten Elementreihe führt. In nächsten Schritt wird die Verzerrung beseitigt, in dem alle deaktivierten Knoten (grün) den Horizontal- und Vertikalverschiebungen des aktiven Knotens folgen, den sie zu Beginn der Berechnung vertikal überlagerten (Abb. 4.10c). Für die Knoten (orange) nahe den deaktivierten Kontaktelementen fehlt allerdings solch ein Bezugsknoten. Sie nehmen daher die gleichen Horizontal- und Vertikalverschiebungen wie die nahestehende vertikale Knotenreihe mit einem aktiven Knoten an. Es verbleibt durch diese Maßnahme eine Lücke zwischen den deaktivierten Kontaktelementen des Grabenblocks (gelb) und aktiven Kontaktsegmenten der Riftschulter (rot). In einem weiteren Bearbeitungsschritt wird die Lücke geschlossen. Zu diesem Zweck werden die Knoten mit den deaktivierten Kontaktelementen horizontal auf die aktiven Kontaktsegmente des Liegenden verschoben (Abb. 4.10d). Unterschreiten nach dieser weiteren Translation deaktivierte Kontinuums- und Kontaktelemente den Sedimentationslevel vollständig, werden diese aktiviert. Mit ihrer Aktivierung sind ebenfalls die Kontaktelemente des Grabenblocks eingeschaltet. Damit wird ein lateraler Wärmetransport über die Störung ermöglicht. Nach dieser abschließenden Aktivierung von Elementen wird die eigentliche Temperaturfeldberechnung für den jeweiligen Zeitschritt gestartet.

Einbindung der thermischen Materialparameter und der radiogenen Wärmeproduktion

Für die Modellierung müssen die Materialparameter Wärmeleitfähigkeit k_{ij} , spezifische Wärmekapazität c_p und Dichte ρ_b der Grabenfüllung bereitgestellt werden. Für den Stoffwert c_p liegen keine empirischen Beziehungen zu seinen Einflußgrößen vor, sodaß für ihn ein konstanter Wert verwendet wird. Die Parameter Wärmeleitfähigkeit k_{ij} und Dichte ρ_b besitzen andere primäre Abhängigkeiten als in den Prärfiteinheiten (Kap. 4.3.3). Sie sind eine Funktion der Lithologie sowie des Fluidgehalts und damit der Porosität des Mediums. Die Temperatur ist lediglich ein nachrangiger Einflußfaktor (ALLEN & ALLEN, 2005). Die Wärmeleitfähigkeit k_b einer Schicht i wird aus den Beiträgen des Porenfluids und des Feststoffs ermittelt (WOODSIDE & MESSMER, 1961):

$$k_b = k_{ki}^{(1-\Phi_i)} \cdot k_w \quad (4.40)$$

- k_b : Wärmeleitfähigkeit der Schicht i in [W/(m·K)]
- k_{ki} : Wärmeleitfähigkeit des Feststoffs von Schicht i in [W/(m·K)]
- k_w : Wärmeleitfähigkeit von Wasser in [W/(m·K)], $k_w = 0,7$ W/(m·K) bei 100°C
- Φ_i : Porosität der Schicht i

Die Wärmeleitfähigkeit k_{ki} des Feststoffs setzt sich aus den Anteilen der einzelnen Gesteinstypen zusammen. Die Becken-(Normal)fazies nach Abb. 2.11 ist bis auf das Jungtertiär I und II sowie dem Quartär vorwiegend tonig-mergelig ausgebildet, sodaß gilt:

$$k_{ki} = f_{\text{Ton}} \cdot k_{\text{Ton}} + (1 - f_{\text{Ton}}) \cdot k_{\text{Kalk}} \quad (4.41)$$

- f_{Ton} : Tonanteil am Feststoff
- k_{Ton} : Wärmeleitfähigkeit eines Tons in [W/(m·K)]

k_{Ton} : Wärmeleitfähigkeit eines Kalks in [W/(m·K)]

Die Dichte ρ_b der Grabenfüllung für eine diskrete Tiefe z_i wird berechnet nach:

$$\rho_b(z_i) = \phi_i \cdot \rho_w + (1 - \phi_i) \cdot \rho_i \quad (4.42)$$

Φ_i : Porosität in Tiefe z_i

ρ_w : Dichte von Wasser in [kg/m³], $\rho_w = 1030 \text{ kg/m}^3$

ρ_i : Korndichte in [kg/m³]

Die Abnahme der Porosität erfolgt exponentiell gemäß Gl. 4.38. Den Elementen, die während einer Simulation aktiviert werden, wird ferner ab dem Zeitpunkt einer Aktivierung eine konstante radio-gene Wärmeproduktion zugewiesen.

Für die Ermittlung der Wärmeleitfähigkeit k_{ij} und Dichte ρ_b müssen die Kennwerte f_{Ton} , k_{Ton} , k_{Kalk} , Φ_{0i} , c_i und ρ_i einer Schicht i bereitgestellt werden. Die Größen unterliegen zeitlichen und räumlichen Änderungen während der Grabenentwicklung aufgrund wechselnder Sedimentationsbedingungen und Lithifikation durch Versenkung. Die Modellierung berücksichtigt allerdings nicht die Kompaktion der Grabenfüllung nach Gl. 4.39, die zu einer Veränderung der thermischen Materialparameter führt. Auch können die Grenzen zwischen lithologischen Einheiten mit unterschiedlichen Stoffgrößen nicht verfolgt werden. Es müssen daher unveränderliche Kennwerte in Raum und Zeit gewählt werden, die einen ungefähren Durchschnitt aus der Bandbreite der jeweiligen Größen darstellen.

Die Tiefe z_i , aus der die Porosität Φ_i und damit die Wärmeleitfähigkeit k_{ij} sowie die Dichte ρ_b errechnet werden, ist der Mittelwert aus der Tiefen des untersten Basisknotens und des seichtesten Deckknotens eines Elements. ANSYS[®] erlaubt nicht, beide thermischen Materialparameter in Abhängigkeit von der Tiefe zu beschreiben. Dichte und Wärmeleitfähigkeit werden deshalb vor der Simulation für ein festgelegtes Tiefenintervall als eine Stufenfunktion beschrieben, die mit der Tiefe veränderliche, aber innerhalb eines Intervalls konstante Werte aufweist. Dem Element werden dann während der Modellierung jene Werte beider Stoffgrößen zugewiesen, die für das Tiefenintervall, in das die mittlere Tiefe z_i fällt, gültig sind.

Korrektur des Festigkeitstiefenverlaufs im Sprödregime

Erosion und Sedimentation modifizieren das lithosphärische Temperaturfeld. Die Festigkeit im Sprödregime wird als eine Funktion der Temperatur mit der Option BISO beschrieben (Kap. 4.2.1.2). Die thermischen Auswirkungen der Sedimentation auf die Festigkeit im Sprödregime muß durch erneute Kalibrierung der Option BISO nach jedem Rechenschritt eliminiert werden. Zu diesem Zweck wird dem Temperaturwert an der Prärifterdoberfläche im Strukturmodell der Festigkeitswert zugewiesen, den die Elemente dort aus dem Produkt aus Versenkungstiefe und Festigkeitsgradient aufweisen müssen.

5. Aufbereitung der Kalibrierungsdaten

Datensätze aus verschiedenen geowissenschaftlichen Disziplinen werden als Vergleichskriterien zur Bewertung der Modellierungsprognosen verwendet. Unter ihnen bedürfen folgende Felddaten einer Aufbereitung für die Modellstudie, damit sie als Kalibrierungen für die Simulationsergebnisse dienen können:

1. Anhebung der Kruste-Mantelgrenze durch die Extension (Kap. 5.1)
2. Hebungsbeträge und Hebungsgeschichte der Riftflanken zur Überprüfung der modellierten Schulteraufstiege (Kap. 5.2)
3. Mächtigkeitsentwicklung der lithostratigraphischen Einheiten während des riftings zur Überprüfung des modellierten Subsidenzverlaufes (Kap. 5.3)

Die Mohotopographie sowie die Breite der Schulteranhebung werden nicht als Evaluierungsmaßstäbe für die Modellierungsergebnisse benutzt. In Bezug auf die Heraushebung der Riftflanken ist für die entfernt zum Graben liegenden Schulterregionen kein ausreichend detaillierter Datensatz erhältlich, um die Simulationsergebnisse zu bewerten. Die Mohotopographie unter dem Graben ist nicht bekannt (Kap. 2.1.2 und 2.1.3) und eignet sich deshalb nicht als Vergleichskriterium.

5.1 Anhebung der Kruste-Mantelgrenze

Die Krustenmächtigkeit nimmt entlang der Grabenachse von Nord nach Süd von ca. 28 km auf unter 25 km ab. Die geringere Tiefenlage der seismischen Moho und ihre kreisrunde Topographie im südlichen Grabenabschnitt ist vermutlich auf eine Interaktion von rifting und lithosphärischen Bucklungsprozessen zurückzuführen (Abb. 5.1; LAUBSCHER, 1992; GUTSCHER, 1995). Für den ORG nördlich von Heidelberg ergibt sich keine Übereinstimmung zwischen dem morphologischen Graben und der Achse der Mohohochlage. Die Abweichung deckt sich dort mit der Ausweitung des vom rifting betroffenen Bereichs (Kap. 2.5.2) in die Hanau-Seligenstädter Senke und der Überleitung in die Hessische Senke als zum ORG nach Osten versetztes Gebiet känozoischer Extension.

Im mittleren Grabensegment um Karlsruhe zeigt die Achse der Mohohochlage und die morphotektonische Grabenstruktur die gleiche NNE-SSW-Orientierung. Die Mohoanhebung in diesem Riftabschnitt scheint am wenigsten von den lithosphärischen Aufwölbungsprozessen im Süden und Ausweitung der Extension im Norden betroffen zu sein. Der Hebungsbetrag der seismischen Moho in diesem Gebiet wird deshalb als ein ungefährender Richtwert für die Modellierungsergebnisse verwendet. Unter der Annahme, daß die Krustenmächtigkeit unter dem Graben vor der Extension dem rezent außerhalb des ORG-Gebiets angetroffenen Mächtigkeiten entspricht, läßt sich aus der Ausdünnung von ca. 30 km auf 26 bis 26.5 km eine Anhebung der Moho um 3.5 bis 4 km ableiten.

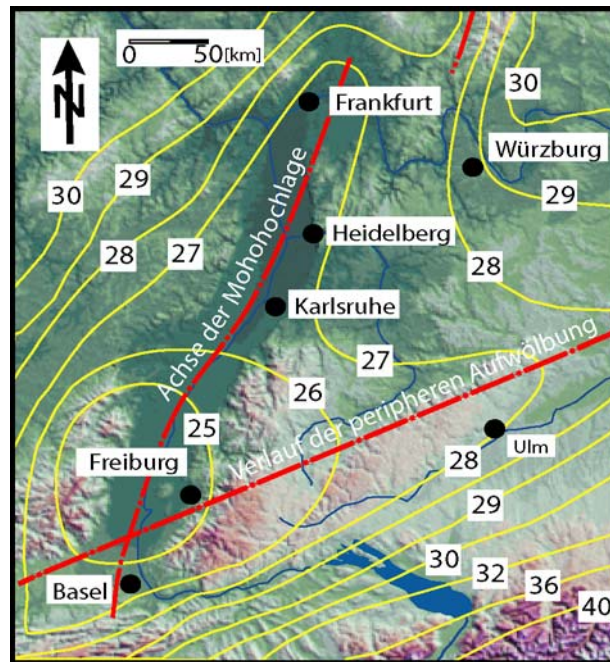


Abb. 5.1: Topographie der refraktionsseismischen Moho nach ZEIS et al. (1990); Zahlenangaben in [km]; ungefährer Verlauf der peripheren Vorlandaufwölbung modifiziert nach GUTSCHER (1995).

5.2 Hebung der Grabenschultern

5.2.1 Vorgehensweise und Grenzen der Methode

Methodik

Die Erosion betraf auf den Riftflanken vor allem die mesozoische Plattformsequenz. Die Hebungsbeträge der Grabenschultern seit Beginn der Riftentwicklung können ermittelt werden, wenn die erodierte Gesteinssäule zu der rezenten Topographie addiert wird. Von der Summe ist die Höhenlage der Erdoberfläche vor der ORG-Entstehung abzuziehen. Provenanzanalysen und die lokale Erhaltung von Rumpfflächen ermöglichen zudem eine grobe Rekonstruktion der Hebungsgeschichte. Ziel ist eine Darstellung der Hebungsbeträge in einem Längsschnitt durch eine Grabenschulter. Dementsprechend erfolgt eine Addition der erodierten Einheiten entlang der rezenten Scheitellinie einer Grabenflanke. Hiermit wird die Querung von differentiell abgesunkenen Grabenrandbereichen größtenteils vermieden. Die Verwendung der rezenten Wasserscheiden als Basislinien für die Addition ist gerechtfertigt, weil die erosive Rückwärtsverlagerung der Scheitel in den meisten Flankenregionen vernachlässigbar klein ist.

Datensätze aus thermochronologischen Methoden zeigen für das ORG-Gebiet einen bedeutenden hydrothermalen Einfluß auf das oberflächennahe Temperaturfeld im Känozoikum an (LINK, TIMAR-GENG, mündl. Mitt.). Die Daten werden daher nicht als Vergleichsmaßstab verwendet.

Grenzen der Anwendung

Die geschilderte Vorgehensweise versagt, wenn in den Schultern Erosion von Kristallin oder tektonische Vertikalversätze unbekannten Ausmaßes vorliegen. Für die westliche Grabenflanke ver-

hindert das komplexe Schollenmosaik der Zaberner Senke in der Mitte sowie die Erosion von Grundgebirge weiter südlich eine konkrete Abschätzung der Hebungsbeträge. Für den Pfälzer Wald im Norden treten Diskrepanzen zwischen der Geröllvergesellschaftung der Riftsedimente und den im Untergrund befindlichen Prärfiteinheiten hinzu (siehe unten).

Für die östliche Grabenflanke kann dagegen ein durchgehender Längsschnitt zwischen dem Odenwald und dem mittleren Schwarzwald erstellt werden. Nördlich bzw. südlich dieses Profils machen wie im Westen tektonische Verstellungen unbekannten Ausmaßes und die Erosion von Grundgebirge jegliche Kalkulation spekulativ. Ferner ergäbe die erosive Rückwärtsverlagerung der Scheitellinie im südlichsten Schwarzwald eine nicht abzuschätzende Fehlkalkulation der Hebungsbeträge.

Die Methode folgt der Vorgehensweise von ROLL (1979), welcher die Hebungsgeschichte beider Grabenflanken bis in ihre distalen Bereiche auf Basis einer Volumenbilanzierung rekonstruiert. ROLL (1979) beläßt differentielle Bewegungen im unmittelbaren Grabenrandbereich in der Kalkulation. Er gewinnt durch eine regionale Extrapolation dieser nur lokal gültigen Daten flächenhafte Darstellungen über das Ausmaß der Hebung in bestimmten Zeitabschnitten. In Verbindung mit der nicht belegten Annahme, daß keine wesentliche Erosion von Kristallin und Rotliegendem stattgefunden habe, ist die dreidimensionale Bilanzierung mit großen Unsicherheiten behaftet. In dieser Studie werden lokaltektonische Verstellungen dagegen eliminiert und somit punktuell gewonnene Daten über das Ausmaß der Hebung in einen regionalen Zusammenhang gestellt. Die Beschränkung der Kalkulationen auf den proximalen Grabenschulterbereich vermeidet zudem Unsicherheiten, die aus dem spekulativen Verlauf erodierter Formationsgrenzen in den Schulterregionen resultieren.

5.2.2 Profilkonstruktion für die östliche Grabenschulter

Bezugshorizont für die Gesamthebung

Das Referenzniveau für die Kalkulation ist die alttertiäre Landoberfläche vor Beginn der ORG-Entwicklung. Sie war als eine Fastebene ausgebildet, die sich allenfalls um ca. 100 m über dem damaligen Meeresspiegel erhob (SISSINGH, 1998). Der Meeresspiegel lag maximal 100 m über dem heutigen Niveau (KOMINZ et al., 1998). Reliefunterschiede belaufen sich bei Fastebenen per Definition nur auf 200 bis 300 m (z. B. AHNERT, 2003). Es wird deswegen ein durchschnittliches Referenzniveau von 200 m mit einer Fehlerschranke von ± 150 m aufgrund der Reliefunterschiede gewählt.

Verteilung und Mächtigkeiten der erodierten Abfolgen

Die prätertiäre Grabensohle gibt Auskunft über die Verteilung der erodierten Abfolgen auf den Grabenschultern vor der ORG-Entstehung. Die dortigen Formationsgrenzen werden ohne lateralen Versatz an der östlichen Randverwerfung bis auf die Profillinie gezogen (Abb. 5.2). Für die Abschätzung der erodierten Gesteinssäule auf den Schultern wird auf die Mächtigkeiten der mesozoischen Abfolgen im Grabenrandbereich zurückgegriffen. Im südlichen Teil des ins Auge gefaßten Profils streicht Kristallin aus. Die laterale Extrapolation der permotriassischen Landoberfläche aus Gebieten im Norden und der Schulterbereiche im Osten ergibt für diese Region eine Erosion von wenigen Dekametern Kristallin (PAUL, 1955). Diese werden in der Kalkulation vernachlässigt.

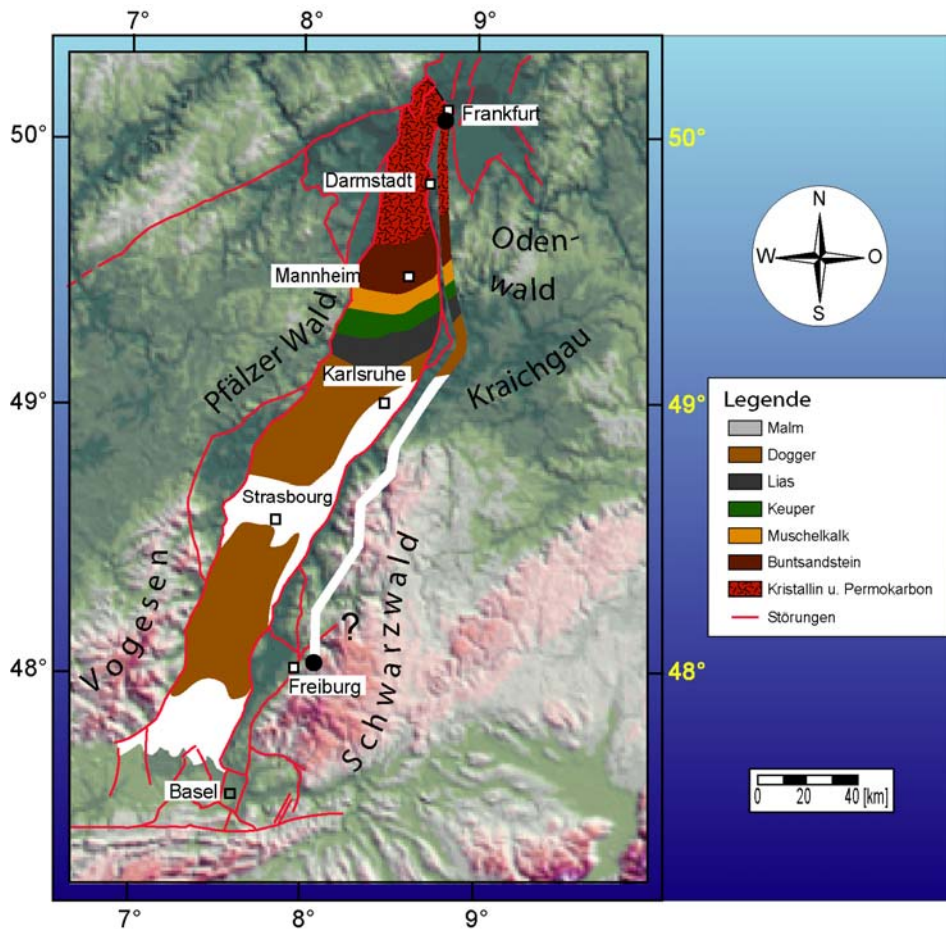


Abb. 5.2: Verlauf des Längsschnitts an der östlichen Grabenschulter; Verteilung der Prüfteinheiten im ORG nach SITTLER (1965).

Die Mächtigkeitsangaben für das ORG-Gebiet entstammen grundsätzlich für Buntsandstein bis Lias von SITTLER (1967) sowie BOIGK & SCHÖNEICH (1970) und für Dogger von WIRTH (1962). Das Rotliegende weist eine starke Mächtigkeitsreduktion auf $\ll 200$ m in Richtung auf den von der Profilinie geschnittenen Teil der Grabenschulter sowohl von Westen als auch von Osten auf (BOIGK & SCHÖNEICH, 1970). Rotliegendes wird daher wie das nur wenige Meter mächtige Zechstein nicht berücksichtigt. Aus Teilgebieten der Vorbergzone (Lage siehe Abb. 1.3) werden aktualisierte Mächtigkeitswerte für Perm bis Keuper von GROSCHOPF et al. (1996) sowie für Lias und Dogger von GEYER & GWINNER (2005) verwendet. Die jüngste Serie Malm ist in der Vorbergzone mit residualen Mächtigkeiten von 60 bis 70 m erschlossen. Als Gerölle bzw. Fremdgesteinseinschlüsse in den schulternahen Grabenablagerungen und Tuffschloten sind nur wenig jüngere als die anstehenden Einheiten nachgewiesen (PFANNENSTIEL, 1934; BUDWILL, 1957; GENSER, 1959). Malm wird somit entlang der Vorbergzone mit einer Mächtigkeit von 100 m angesetzt, die weiter nach Norden bis zur Grenze seiner alteozyänen Verbreitung auf 0 m abnimmt.

Die triassischen bis unterjurassischen Abfolgen zeigen in den Gebieten, in denen sie sowohl im Grabenrandbereich als auch auf den Schultern vorhanden sind, keine Mächtigkeitsdifferenzen. Im Gegensatz hierzu sind in Teilen der nördlichen und südlichen Grabenabschnitte für die jurassischen Abfolgen ab dem Oberen Bajoc rasche Mächtigkeitsabnahmen in Richtung Schulter belegt (WIRTH, 1958; ILLIES, 1962). Sie deuten eine syndesimentäre Aktivität der östlichen Grabenrandverwerfung an. Ehemals niedrigere Mächtigkeiten auf den Riftflanken können für diese Einheiten daher nicht ausgeschlossen werden.

Rekonstruktion der Hebungsgeschichte

Die Geröllvergesellschaftung der schulternahen Riftablagerungen gibt Auskunft über den zeitlichen Ablauf erosiver Prozesse auf den Grabenflanken. Die Gerölle der ältesten, von der Erosion betroffenen Einheit belegen eine Heraushebung um mindestens die Mächtigkeit dieser und aller jüngeren Einheiten zum Zeitpunkt der Ablagerung im Graben. Für das ORG-Gebiet liegt nur für das südliche Grabensegment eine ausführliche Provenanzanalyse nach DURINGER (1988) vor. Dort schränkt allerdings der Nichterhalt von Grabensedimenten jünger als Oligozän eine Rekonstruktion der Hebungsgeschichte auf ein enges Zeitfenster zwischen spätes Eozän und mittleres bis spätes Oligozän ein. Für die nördlich sich anschließenden Grabenabschnitte entlang der Profillinie sind nur Lokalstudien erhältlich, die Angaben über den Geröllbestand nur für ausgewählte Horizonte der Grabenablagerungen enthalten: WITTMANN (1934) am nördlichen Ende der Vorbergzone, GÖPPERT (1932) auf halbem Wege zwischen Strasbourg und Karlsruhe, BESSLER (1936) für den Grabenrand an der Langenbrückener Senke (Lage siehe Abb. 1.3) und VAN WERVEKE (1936) für die Region südlich der Stadt Darmstadt. Die Datenbasis erlaubt somit nur eine sehr begrenzte räumliche und zeitliche Auflösung der Hebungsgeschichte.

Als zusätzliches Instrument zur Quantifizierung und Datierung von Hebungsvorgängen bieten sich Fastebenen an, die aus der erosiven Einrumpfung von Grabenschultern resultieren. Relikte einer jungtertiären Fastebene sind nach ILLIES (1962), BECKSMANN (1969), FISCHER (1978) und den in ihnen enthaltenen Referenzen fast im gesamten ORG-Gebiet zu finden. Den Einordnungen von Flachreliefs als Reste einer ehemals zusammenhängenden Rumpffläche wird in dieser Studie aber nur teilweise gefolgt. Fastebenen sind bei einem geneigten Schichtengebäude an der festigkeitsunabhängigen Einebnung von Gesteinsabfolgen erkennbar. Weite Bereiche beider Schultern sind auf der Höhe des zentralen und nördlichen Grabenabschnitts von triassisch-jurassischen Schichtverbänden bedeckt. In ihnen treten härtere Gesteinsverbände als Flächenbildner hervor. Eine Einstufung als reliktsche Fastebene ist demnach nur möglich, wenn das Flachrelief über wechsel-feste Gesteinseinheiten entwickelt ist oder eine Neigung aufweist, welche vom Einfallen mächtiger verwitterungsbeständiger Gesteinseinheiten abweicht (Schnittfläche). Auf der Basis dieser Entscheidungskriterien werden lediglich Angaben von WEYL (1936) für die Profilkonstruktion übernommen. Des weiteren konnten bei Geländebegehungen zusätzliche Lokalitäten einer reliktschen Fastebene gewonnen werden, für die die Kriterien zutreffen (Tabelle V.1). Die anderen Referenzen enthalten keine Überprüfung auf diese Kriterien hin oder verhindern durch fehlende Lokalisierungsangaben eine Bewertung der Datensätze vor Ort. Die Angaben von BECKSMANN (1969) zu Flachebenen im Odenwald und dem nördlichen Bereich der Kraichgausenke finden für die Profilkonstruktion ebenfalls keine Verwendung, weil dort die Flächenbildungen der Schichtneigung der Hauptbuntsandstein-Formation folgen.

Reliktische Fastebenen werden anhand von Fossilfunden in den Schotterfluren, welche die Ebenen bedecken, auf Mittleres Miozän bis Pliozän datiert (z. B. RUTTE, 1949). Für die in dieser Studie verwendeten Lokalitäten sind allerdings keine Fossilfunde bekannt. Die zeitliche Einordnung eines Flachreliefs geschieht deshalb aus einem Vergleich der Lithologien zwischen den Geröllen der Grabenablagerungen und der Schotterdecke. Eine Fastebene muß demnach jünger als die Grabensedimente sein, die noch jüngere Lithologien als jene der Schotterauflage aufweisen. Es finden sich an den verwendeten Lokalitäten der residualen Fastebene nur noch Relikte einer Buntsandsteinbedeckung (z. B. KIEFER, 1934; FISCHER, 1978). Gerölle dieser Einheit treten erst in den Riftablagerungen des späten Oligozäns auf (GROSCHOPF et al., 1996). Jüngere Grabensedimente sind

auf der geographischen Breite der verwendeten Flachreliefrelikte nicht vorhanden, sodaß die Bildung der Fastebene nur auf postoligozän eingegrenzt werden kann. Auf Basis dieser groben zeitlichen Einordnung ist keine Aussage darüber möglich, ob die Plateaubildungen Relikte einer oder mehrerer jungtertiärer Rumpfflächen sind.

Die Ausbildung einer Rumpffläche setzt einen Übergang von der fluviatilen Tiefenerosion zur diffusiven Breitenerosion voraus (AHNERT, 2003). Es bildet sich hierdurch für alle Grabenschulterbereiche eine regionale Denudationsbasis heraus, lokale Erosionslevel werden ausgelöscht. Der Sedimentationslevel lag als eine potentielle Denudationsbasis zumindest bis in das mittlere Miozän maximal 150 m, jedoch meist nur wenige 10er Meter tiefer als die Erdoberfläche zu Beginn der Riftentwicklung (Kap. 4.4.4.1). Als Bezugshorizont für die postoligozäne Hebung der Rumpfflächenrelikte wird deshalb analog zur der Ermittlung der Gesamthebung die durchschnittliche Höhenlage der Präriterdoberfläche von ca. 200 m ü NN gewählt.

Tabelle V.1: Orts- und Höhenangaben reliktscher Fastebenen auf dem Schulterlängsprofil

Lokalität		Rechtswert	Hochwert	rezente Höhenlage in [m]	Gesamthebung in [m]*	postoligozäne Hebung in [m]*
1	Hohloh / Oberer Eiberg	34 ⁵⁷ 000 – 34 ⁶⁶ 000	53 ⁹⁶ 000 - 54 ⁰² 000	950	1900	750
2	Hornisgrinde / Hochkopf	34 ⁴¹ 000 - 34 ⁴⁴ 000	53 ⁸⁶ 000 - 53 ⁹⁰ 000	1100	2150	900
3	Schurkopf / Plankopf	34 ⁴² 000 - 34 ⁴³ 000	53 ⁷⁴ 000 - 53 ⁷⁶ 000	1000	2000	800
4	Lettstädter Höhe / Asbachhöhe	34 ⁴⁵ 000 - 34 ⁴⁷ 000	53 ⁶⁶ 000 - 53 ⁶⁷ 000	950	1900	750
5	Hühnersedel / Schillingerberg (WEYL, 1936)	34 ²⁴ 000 - 34 ²⁵ 000	53 ³⁸ 000 - 53 ⁴¹ 000	700	1400	500

* Referenzniveau für Kalkulation der Gesamthebung sowie des postoligozänen Hebungsbetrages: 200 m ü NN.

Der Vergleich aus Gesamthebung und postoligozäner Hebung in Tabelle V.1 legt scheinbar nahe, daß Schulterbereiche, die im Oligozän eine intensive Anhebung erfuhren, im Jungtertiär ebenfalls stärker gehoben wurden. Bis auf die Lokalität Hühnersedel/Schillingerberg belaufen sich die Differenzen in Bezug auf die jungtertiäre Hebung auf 100 bis 150 m. Dieser Unterschied kann allerdings Reliefunterschiede in der jungtertiären Rumpffläche widerspiegeln. Die Abschätzung der postoligozänen Hebungsbeträge nach Tabelle V.1 ist daher mit einer potentiellen Fehlerschranke von weniger als ± 100 m behaftet.

5.2.3 Diskussion der ermittelten Hebungsbeträge

Vergleich mit anderen Studien

Das Ergebnis der Bilanzierung ist in Abb.5.3 dargestellt. Es zeigt ein Längsprofil der östlichen Grabenschulter zwischen Frankfurt und Freiburg. Der Gesamthebungsbetrag steigt zunächst von Süden nach Norden bis auf das Maximum von ca. 2200 m auf der geographischen Breite von Strasbourg. In nördlicher Richtung nimmt der Hebungsbetrag auf Werte um 1000 m in der Kraichgausenke und dem südlichen Odenwald ab.

Das Profil quert an seinem südlichen Ende eine NE-SW-streichende Störung känozoischer Aktivität (Elztalstörung; WEYL, 1936). Der oligozäne Hebungsanteil scheint über die Verwerfung keine Variationen aufzuweisen, wenn die Höhenlage der reliktschen Fastebene an der nahen Lokalität Hünersedel / Schillingerberg zugrunde gelegt wird. Jungtertiäre Verwerfungen in grabenparalleler Richtung versetzen sowohl das Flachrelief als auch die Elztalstörung, sodaß der gesamte Vertikalversatz an dieser Schwächezone vermutlich nicht in das Jungtertiär zu stellen ist (GROSCHOPF et al., 1996). Der kumulative Vertikalversatz an den grabenparallelen Verwerfungen beträgt > 200 m (WEYL, 1936). Daraus ergibt sich eine um die tektonische Verstellung bereinigte postoligozäne Hebung von > 700 m anstatt 500 m.

Für das Kraichgau bestehen gravierende Unterschiede im Hebungsbetrag gegenüber ILLIES (1962) und ROLL (1979), die Werte von nur 200 bis 300 m ermittelten. Die Differenz ist in der unterschiedlichen Berücksichtigung lokaltektonischer Verstellungen begründet. Die von beiden Autoren genannten Werte nehmen Bezug auf Vertikalbewegungen in der Langenbrückener Senke. Diese ist eine lokale, in ihrer Hebung zurückgebliebene Grabenrandscholle mit jurassischen Ablagerungen, sodaß eine regionale Extrapolation der Werte nicht zulässig ist. Der Geröllbestand in den ältesten Grabenablagerungen enthält auf der geographischen Breite der Langenbrückener Senke noch alle Doggerstufen (BESSLER, 1936). Unmittelbar am Grabenrand tritt im Liegenden der die Senke begrenzenden Störungen Unterer und Mittlerer Muschelkalk auf. Die Mächtigkeit der erodierten Gesteinssäule zwischen Unterem Muschelkalk und oberstem Dogger beläuft sich auf 750 bis 800 m. Die Kraichgausenke ist von weiteren, grabenparallelen Abschiebungsstrukturen mit einer kumulativen Sprunghöhe von 150 bis 200 m durchzogen ('Sinsheimer Störungszone'; ORTLAM, 1970). Da diese Strukturen keine Aufnahme in der großmaßstäblichen Modellstudie finden können, ergibt die Korrektur um ihren Vertikalversatz eine Summe von ca. 1000 m. Dieser Wert entspricht wegen der Koinzidenz von rezenter Erdoberfläche und Referenzniveau auch dem kalkulierten Hebungsbetrag.

Für den nördlichen Ausgang des Profils erschweren N-S-streichende Abschiebungssysteme (siehe Abb. 2.10) und die Erosion von Kristallin eine Kalkulation der Hebungsbeträge. ROLL (1979) verneint dort eine Abtragung des Grundgebirges, doch belegen randnahe Schüttungen aus Kristallin in den unteroligozänen Pechelbronner Schichten (VAN WERVEKE, 1936) eine nicht vernachlässigbare Erosion des Kristallins. Über die Differenz zwischen heutiger Höhe des Mittelgebirges und dem Referenzniveau kann allerdings nur ein Mindesthebungsbetrag von ca. 400 m für diese Region angegeben werden.

In Abb. 5.3 wird ein oligozäner Hebungsanteil ausgeschieden. Die Addition der erodierten Gesteinssäule über der Formation, welche in den oligozänen Ablagerungen die ältesten Gerölle stellt (Unterer Keuper im Nord-, Mittlerer Buntsandstein im Zentralschwarzwald; GÖPPERT, 1932; WITTMANN, 1934), ergibt im Bereich der Fehlerschranke von ± 100 m den gleichen oligozänen

Hebungsanteil wie er aus der rezenten Höhenlage von Flachreliefrelikten ableitbar ist. Beide Methoden führen unabhängig voneinander zu demselben Ergebnis und erhärten damit die Vermutung, daß die Verebnungsflächen zeitlich als postoligozän einzustufen sind.

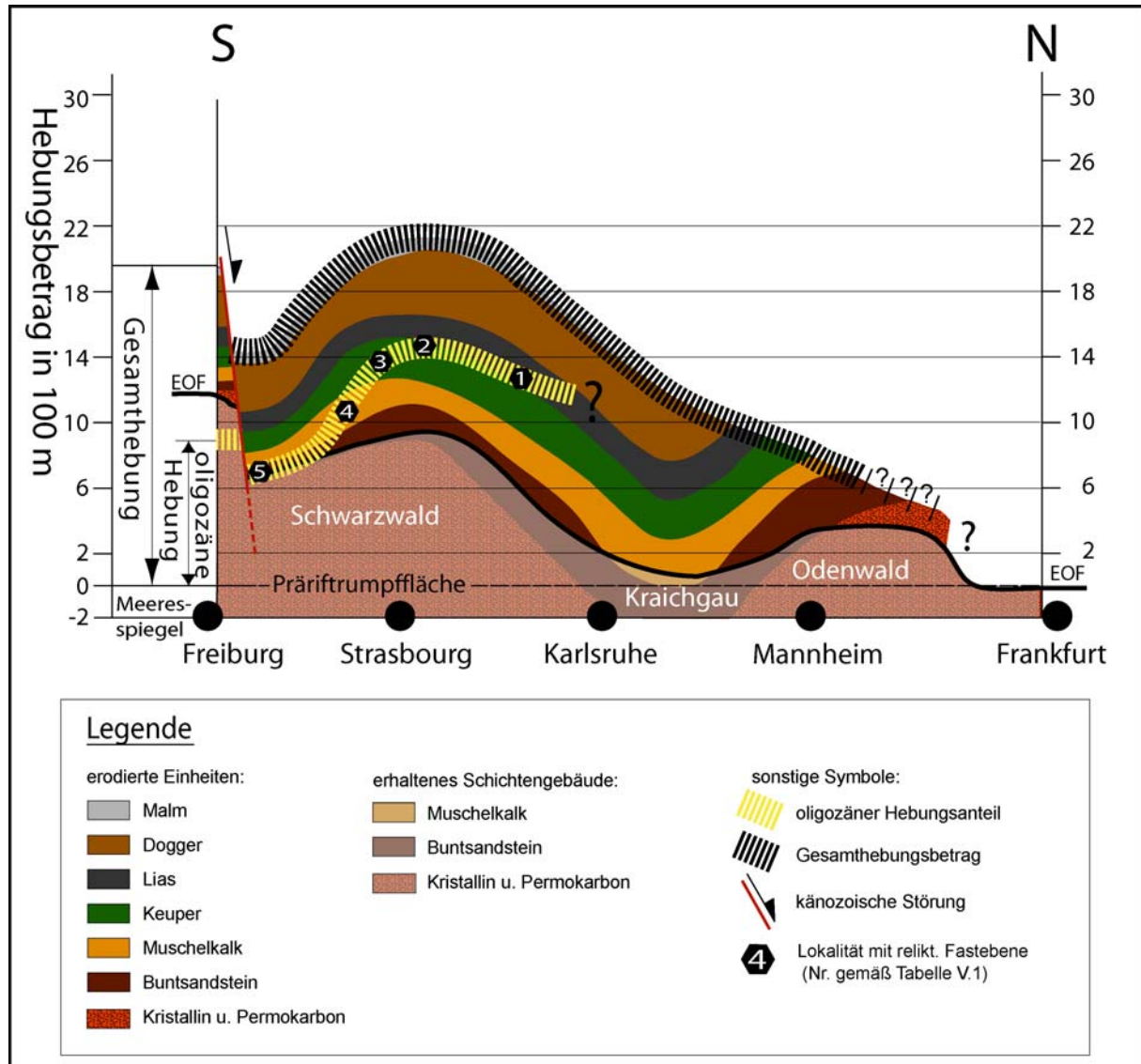


Abb. 5.3: Längsschnitt der östlichen Grabenschulter mit Gesamthebungsbetrag und oligozänem Hebungsanteil (gelbe Linie); Konturstärken der gestrichelten Linien geben Fehlerbreite in der Abschätzung der Hebungsbeträge wieder (gelbe Linie: ± 100 m; schwarze Linie: ± 150 m); EOF: Erdoberfläche.

Ableitungen für die von dem Längsschnitt nicht erfaßten Bereiche der östlichen Grabenschulter Südlich der Profillinie machen eine erosive Rückverlagerung der Scheitellinie und die nicht abschätzbare Abtragung von Kristallin eine Kalkulation des Gesamthebungsbetrages spekulativ. Dort treten in den oligozänen Grabenablagerungen Gerölle aus den basalen Formationen des sedimentären Schichtenstapels auf (GROSCHOPF et al., 1996). Dies weist folglich auf eine oligozäne Hebung hin, die in diesem Gebiet mindestens einer Mächtigkeit der mesozoischen Gesteinsverbände von ca. 800 m entspricht.

Ableitungen für die Hebungsbeträge in der westlichen Grabenschulter

In den Vogesen befinden sich Sedimente der Untertrias auf Tiefschollen in enger räumlicher Nachbarschaft zu mehrere 100 m höher liegendem Kristallin auf Hochschollen (MENILLET, 1976). Die tektonischen Lineamente verlaufen dabei dominant in E-W-Richtung. Neben der Kinematik sind auch die Vertikalversätze aufgrund der erosiven Entfernung von Kristallin auf den Hochschollen unbekannt, sodaß eine Ermittlung des Gesamthebungsbetrages nicht möglich ist.

Im Gegensatz zu der östlichen Grabenschulter stellt in den südlichen Vogesen Kristallin einen beträchtlichen Anteil am Geröllspektrum unteroligozäner Grabenablagerungen (DURINGER, 1988). Da dort für beide Grabenschultern nach BOIGK & SCHÖNEICH (1970) gleiche Mächtigkeiten der auflagernden Sedimentdecke anzunehmen sind, muß auf eine oligozäne Hebung der westlichen Riftflanke geschlossen werden, die höher ist als jene 800 m im östlichen Gegenstück. Nach Norden hin sinkt das Maximalalter der Gerölle in den oligozänen Ablagerungen (KESSLER, 1909; DURINGER, 1988). Dies darf entgegen der Auffassung von ILLIES (1962) und FISCHER (1978) nicht als Hinweis auf eine geringere oligozäne Heraushebung der nördlichen Vogesen gewertet werden, weil die Mächtigkeit mesozoischer Sedimente nach Norden hin zunimmt.

Der Pfälzer Wald als nördlichster Teil der westlichen Grabenschulter ist von mesozoischen Sedimenten bedeckt. Es werden Gesamthebungsbeträge für diese Region von 900 m angegeben (ROLL, 1979; MEIER & EISBACHER, 1991). Die Geröllvergesellschaftung in den oligozänen Sedimenten zeigt eine Dominanz von Geröllen aus den Einheiten der Muschelkalk-Formation, wohingegen das prätertiäre Unterlager von Verbänden des Lias gebildet (ILLIES, 1963). Erklärungsansätze für diesen Widerspruch fehlen bisher völlig. Angaben zur Hebung des Pfälzer Waldes lassen sich folglich nur auf ein Werteintervall einschränken, das von 500 m (bei Muschelkalkbedeckung) bis 900 m (bei Liasbedeckung) reicht.

5.3 Mächtigkeitsentwicklung der Grabensedimente

5.3.1 Dekompaktionsanalyse

Die Mächtigkeit von Grabensedimenten ist eine Funktion der tektonischen Absenkung sowie der Kompaktion durch Sedimentauflast. Die Kompaktion verursacht zusätzlichen Akkommodationsraum und in der Folge eine Zunahme von Sedimentlast und Beckentiefe. Für eine Rekonstruktion der Mächtigkeitsentwicklung müssen die Sedimente auf ihre eigentlichen Mächtigkeiten, die sie zu den interessierenden Zeitpunkten aufweisen, dekompaniert werden. Die Dekompaktion erfolgt durch schrittweise Entfernung von Gesteinsverbänden nach folgender Beziehung (ALLEN & ALLEN, 2005):

$$z_{B'} = z_B - z_T - \frac{\Phi_0}{c} \cdot \left[\left(e^{-c \cdot z_T} - e^{-c \cdot z_B} \right) - \left(e^{-c \cdot z_{B'}} - e^{-c \cdot z_{T'}} \right) \right] + z_{T'} \quad (5.1)$$

$z_{B'}, z_{T'}$: Tiefe von Basis und Top der dekompanierten Schicht in [m]

z_B, z_T : Tiefe von Basis und Top der kompantierten Schicht in [m]

Φ_0 : initiale Porosität

c : Kompaktionsparameter in [m^{-1}]

Gl. 5.1 wird aufgrund des darin enthaltenen Zirkelbezuges von $z_{B'}$ numerisch mit dem Programm EXCEL gelöst. In den erhältlichen Isopachendarstellungen nach DOEBL (1967, 1970) und ROLL (1979) sind die lithostratigraphischen Grabeneinheiten zu fünf Schichtgruppen zusammengefaßt. Sie stellen die Schichten im Sinne der Formel 5.1 dar (Tabelle V.2). Die Kompaktionsparameter und initialen Porositätswerte werden den Kompaktionskurven von HELING (1969) entnommen. Die lokal vorkommenden Sedimente des Lutet, Torton und Pliozäns gehen nicht in die Dekompaktionsanalyse ein. Das Bezugsniveau für die Tiefe des Beckenuntergrundes wird nach den Ausführungen in Kap. 4.4.4.1 zeitlich variabel festgelegt.

Tabelle V.2: Kompaktionsparameter und initiale Porositäten der Schichtgruppen 1 bis 5

Schichtgruppe	Einheiten/System	Kompakt.- param. c in [$10^{-3} m^{-1}$]	initiale Porosität Φ_0	Referenz für die Mächtigkeiten
5	Jungtertiär II / Quartär, ungegl.	0.35	0.45	DOEBL (1967)
4	Hydrobienschichten / Jungtertiär I	0.55	0.58	ROLL (1979)
3	Cerithien- / Corbículaschichten und Niederrödener Schichten / Frischwasserschichten	0.38	0.51	ROLL (1979)
2	Graue Schichtenfolge	0.53	0.43	DOEBL (1967, 1970)
1	Pechelbronner Schichten	0.45	0.47	DOEBL (1967, 1970)

Kompaktionsparameter und initiale Porosität liegen für jede lithostratigraphische Einheit der Abb. 2.11 getrennt vor. Es müssen somit die Kompaktionseigenschaften für die einzelnen Schichtgruppen definiert werden:

- In den Schichtgruppen 1, 2 und 5 besitzen die einzelnen Einheiten ähnliche Kompaktionsparameter und initiale Porositäten. Es werden deshalb die Kompaktionseigenschaften der Einheit verwendet, welche in einer Schichtgruppe die maximale Mächtigkeit aufweist.
- In der Schichtgruppe 4 liegt die Mächtigkeit des Jungtertiär I mit ≤ 200 m erheblich unter jener der Hydrobienschichten (≤ 900 m). Es kommen die Kennwerte der Hydrobienschichten zur Anwendung.
- In der Schichtgruppe 3 variieren die Kompaktionseigenschaften zwischen den grobklastischen und tonigen Einheiten sehr stark. Keine der Einheiten ist in ihren Mächtigkeiten gegenüber anderen vernachlässigbar. Es wird daher ein arithmetisches Mittel aus den Kompaktionsparametern und initialen Porositäten der jeweiligen lithostratigraphischen Einheiten gebildet.

Die Mächtigkeitsverteilung der ältesten Riftsedimente (Lymnänenmergel, basale Einheiten der Salzformation) weist auf eine strukturelle Kontrolle sowohl durch ENE-WSW-gerichtete Schwächezonen als auch durch grabenparallele Störungen hin (Kap. 2.3 und Abb. 2.6). Das komplexe Strukturinventar kann in den großmaßstäblich angelegten Simulationen nicht berücksichtigt werden. Der Sedimentkörper ist um den Einfluß dieser Störungen zu glätten. Die Einheiten werden deshalb dem Beckenuntergrund zugeschlagen. Die Dekompaktionsanalyse wird an folgenden Lokalitäten durchgeführt (Abb. 5.4):

- Ansatzpunkte von Bohrungen
Hierfür stehen die Schichtenverzeichnisse in ROLL (1979) zur Verfügung (Anhang 1)
- Schnittpunkte von Isopachen der zu entfernenden Schichtgruppe mit den Isopachen der darunter befindlichen Schichtgruppe
- Stützpunkte aus der Extrapolation von Mächtigkeiten der obersten Schichtgruppe auf die Isopachen der darunter liegenden Einheit

Die Isopachen wandern durch wiederholte Dekompaktion vom Grabeninnern in Richtung Randverwerfungen. In den Depozentren entstehen neue Isopachen durch die Dekompaktion der Gesteinssäule an den Bohransatzpunkten.

Die Riftsedimente unterliegen der Extension. Ihre Extension vollzieht sich meist entlang diskreter Bruchstrukturen, sodaß eine lagenparallele Ausdünnung der Gesteinsverbände nicht vorliegt (z. B. SCHAD, 1962; STRAUB, 1962; DOEBL & TEICHMÜLLER, 1979). Eine Mächtigkeitskorrektur um den vermuteten horizontalen Streckungsfaktor seit Beginn ihrer Ablagerung ist deswegen nicht durchzuführen.

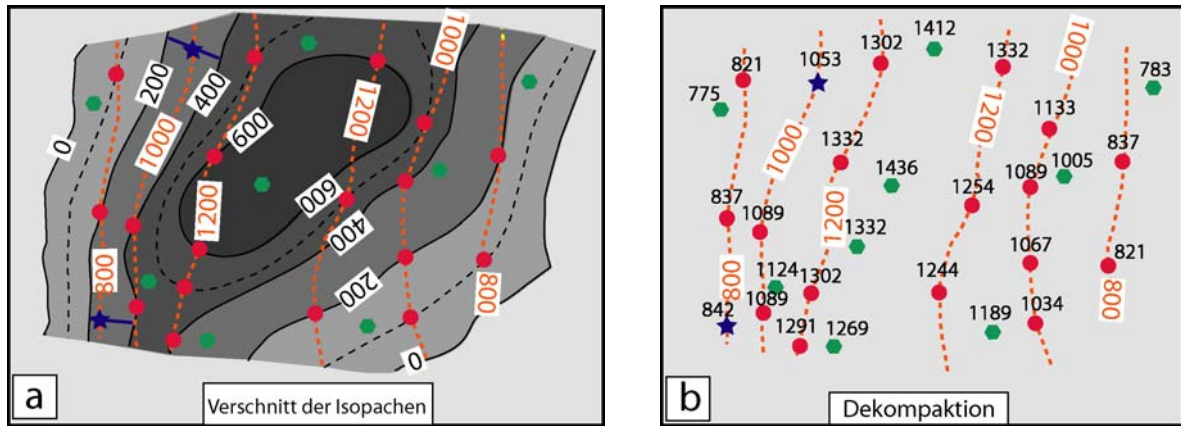


Abb. 5.4: Arbeitsschritte bei der 3D-Dekompressionsanalyse.

- a. Obere Schichtgruppe (graue Isopachen) wird entfernt. Isopachen (orange) einer liegenden Einheit sind nach der Dekompaktion zu erstellen:
Konstruktion zusätzlicher Stützstellen für die Dekompaktion durch Verschnitt von Isopachen (rot) sowie durch Extrapolation von Mächtigkeitswerten der oberen Schicht auf die Isopachen der liegenden Einheit (blau); Bohrersatzpunkte grün.
- b. Dekompaktion an den Stützstellen nach Formel 5.1.
- c. Konstruktion neuer Isopachen für die dekomprimierte Schicht mit den Mächtigkeitswerten an den Stützstellen. Entstehung neuer Isopachen (1400 m) im Depozentrum

5.3.2 Grenzen der Methode

Der Anwendung der Dekompaktionsanalyse sind durch halokinetische Transportprozesse räumliche Grenzen gesetzt. Die Erosion von Grabensedimenten sowie tiefenabhängige Änderungen in ihrer Mineralogie bedingen zudem systematische Fehler bei der Rekonstruktion der kompaktionsgeschichtlichen Entwicklung.

Änderung der mineralogischen Zusammensetzung mit der Tiefe

Die Anwendung der Formel 5.1 setzt voraus, daß der Porositätsabbau mit der Tiefe exponentiell verläuft und nur aufgrund von Kompaktion geschieht. Für das ORG-Gebiet wird zwar ein nicht-linearer Kompaktionsverlauf mit der Tiefe beobachtet. Dieser ist aber teilweise auf Änderungen in der Zusammensetzung von Tonmineralen zurückzuführen (HELING, 1969). Deswegen sind vermutlich die initialen Porositäten der frühholozänen Einheiten (Schichtgruppen 1 und 2) mit ihrer dominant tonig-mergeligen Ausbildung zu niedrig angesetzt (HELING, 1979). Die Ausgangsmächtigkeiten beider Schichtgruppen sind folglich als Minimalwerte anzusehen.

Halokinese

Evaporite der Salzformation stellen südlich der Stadt Freiburg die basalen Riftablagerungen. Das Gebiet ist durch diapirische Salzstrukturen sowie durch enorme Mächtigkeitsschwankungen der jüngeren Einheiten über kurze horizontale Distanzen gekennzeichnet (siehe Isopachenkarten in DOEBL, 1970). Diese räumliche Koinzidenz deutet darauf hin, daß die kleinräumige Depozentrenverteilung und die tektonische Strukturbildung ein Ausdruck lokaler Salzaufstiege sind und nur untergeordnet eine Folge des regionalen Extensionsprozesses darstellen. Aus diesem Grund wird die Dekompaktionsanalyse auf das Grabengebiet nördlich der Stadt Freiburg beschränkt.

Erosion von Grabensedimenten

Die Grabenfüllung ist eine durch mehrere Schichtlücken unterbrochene Sedimentabfolge. Im südlichen und zentralen Riftabschnitt sind die Frischwasserschichten bzw. Cerithienschichten der Schichtgruppe 3 die jüngste erhaltene lithostratigraphische Einheit (Kap. 2.6.3 und Abb. 2.11). Weiter nördlich liegen erosive Kontakte an Basis und Top des Jungtertiärs II vor. Die kumulativen Mächtigkeiten der erodierten Gesteinssäulen über alle Diskordanzen hinweg belaufen sich auf 400 bis 500 m (SCHAD, 1962; BARTZ, 1974; ROLL, 1979). Die Angaben beruhen auf der Annahme, daß die posterosiven Abfolgen in den Gebieten, wo die Erosionsdiskordanzen auftreten, kaum höhere Mächtigkeiten als 200 m aufweisen und somit keine Zunahme des Kompaktionsgrades im erhaltenen Schichtengebäude verursachen. ROLL (1979) schließt die kompaktierten Mächtigkeiten der erodierten Gesteinssäulen in die Schichtenverzeichnisse der Bohrungen mit ein. Die Dekompaktion folgt in dieser Studie der Auflistung von ROLL (1979) einschließlich der erodierten Schichtenstapel. Die Mächtigkeiten der erosiv entfernten Sedimente stellen Minimalwerte dar, weil ROLL (1979) für deren Ermittlung Durchschnittswerte der Kompaktionseigenschaften nach Tabelle V.2 und nicht jene der stärksten kompaktierten Horizonte verwendete.

Die Ergebnisse der kompaktionsgeschichtlichen Analyse sind im Anhang 2 zusammengestellt. Südlich der in den Abbildungen eingetragenen Erosionslinie sind nur die vollständig erhaltenen Einheiten 1 und 2 aufgeführt. Nördlich der ebenfalls verzeichneten Konkordanzlinie sind alle Schichtgruppen mit ihrer vollständigen Mächtigkeit erhalten.

5.3.3 Folgerungen aus der Dekompaktionsanalyse

Die kompaktionsgeschichtliche Entwicklung der Riftsedimente wird in dieser Studie ab dem Beginn der grabenweiten Beckensubsidenz zur Eozän/Oligozänwende verfolgt. Es bleiben im Gegensatz zu ROLL (1979) die basalen Ablagerungen aus der späteozänen Initialphase der Riftentwicklung bei der Dekompaktionsanalyse unberücksichtigt. Damit werden der Einfluß eines potentiell abweichenden tektonischen Regimes oder Spannungsfeldes und die strukturelle Kontrolle von querenden Strukturelementen auf die Depozentrenverteilung aus der Initialphase in der Rekonstruktion der kompaktionsgeschichtlichen Entwicklung ausgeblendet. Diese Maßnahme ermöglicht es, im Vorgriff auf die thermomechanische Simulation des ORG zusätzliche Informationen über den Einfluß präexistierenden Strukturinventars auf die Mächtigkeitsverteilung der Riftablagerungen seit Beginn des Oligozäns heraus zu filtern.

In den Abb. 5.5a und 5.5b sind die Mächtigkeiten der gesamten Grabenabfüllung von heute sowie zur Zeit der vermuteten Spannungsfeldumstellung im Aquitan gegenübergestellt. Beide Abbildungen zeigen deutlich den mehrmaligen Wechsel der Riftpolarität entlang dem ORG.

Wechsel der Riftpolarität im nördlichen ORG

Für das Gebiet postoligozäner Sedimentation im nördlichen ORG ergibt der Vergleich beider Darstellungen Hinweise auf eine Wanderung der Depozentrumsachse. Die maximalen Mächtigkeiten oligozäner Ablagerungen wechseln zwischen den Städten Karlsruhe und Darmstadt von der östlichen auf die westliche Grabenseite (Abb. 5.5a). Dagegen zeigt der rezente Isopachenverlauf aller Grabensedimente eine Verzweigung der Depozentrumsachse in der Grabenmitte nahe der Stadt Mannheim (Abb. 5.5b). Die in die Dekompaktionsanalyse eingebundenen Isopachenkarten von DOBEL (1967) für die jüngsten Grabenablagerungen 'Jungtertiär II' und 'Quartär, ungegliedert' heben markante Sedimentationsschwerpunkte an der östlichen Randverwerfung heraus. Es kann somit eine Verschiebung der Depozentrenachse von der westlichen Grabenflanke im Oligozän in Richtung östliche Grabenseite im Jungtertiär und Quartär beobachtet werden.

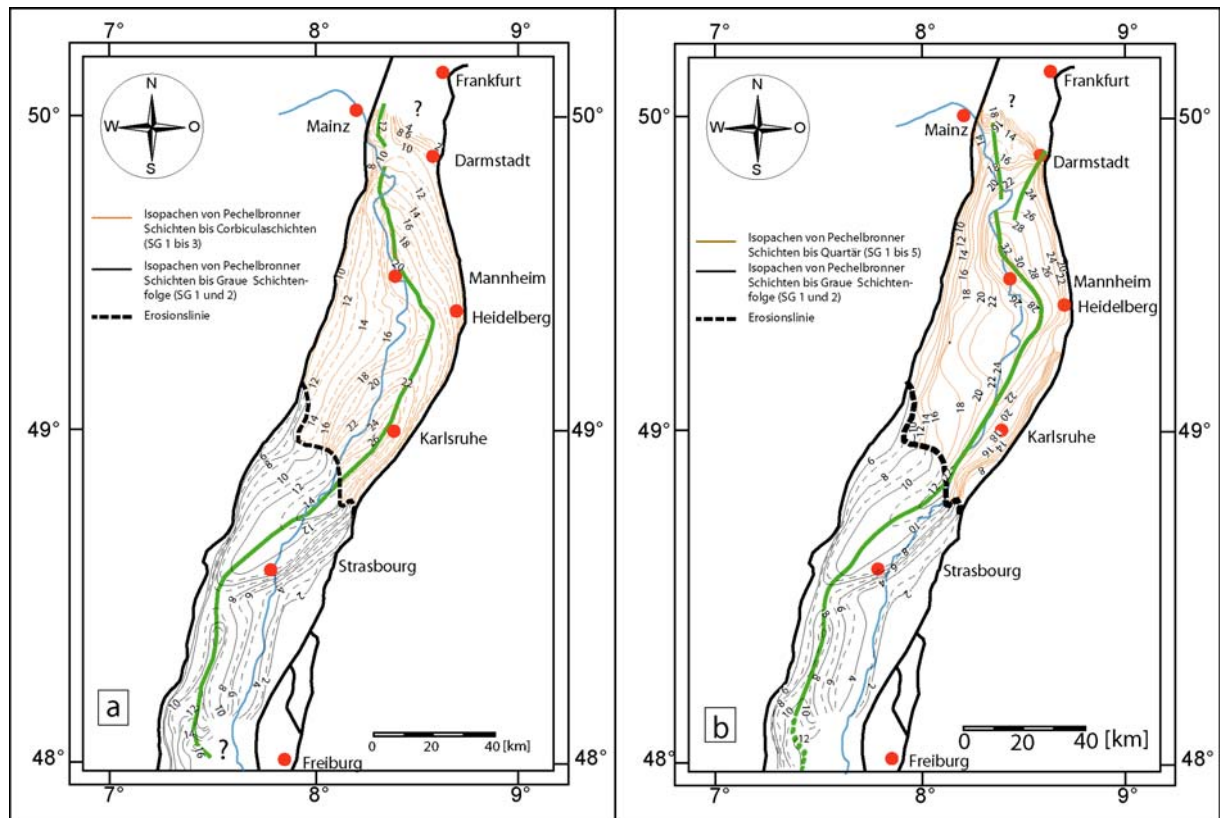


Abb. 5.5: Isopachen der Grabensedimente mit Lage der Depozentrenachsen (grüne Linien); Angaben in 100 m. Südlich der Erosionslinie sind nur die Mächtigkeiten der vollständig erhaltenen Einheiten 1 und 2 dargestellt.
a. kumulative Mächtigkeit aller Grabensedimente im mittleren Aquitan zwischen Basis Pechelbronner Schichten und dem Top der Corbiculaschichten (Schichtgruppen 1 bis 3).
b. kumulative Mächtigkeit aller Grabensedimente zwischen Basis Pechelbronner Schichten und dem Quartär, ungegliedert (Beginn Oligozän bis rezent).

Wechsel der Riftpolarität im südlichen ORG

Nahe der Stadt Strasbourg verschieben sich die maximalen Mächtigkeiten oligozäner Sedimente von der westlichen Grabenflanke im Süden auf die östliche Seite im zentralen Grabensegment (Abb. 5.5a und 5.5b). Die Transferzone ist durch eine enge Scharung der Isopachen entlang eines

ENE-WSW-orientierten Lineaments südlich von Strasbourg gekennzeichnet. Der starke Horizontalgradient in der Mächtigkeit weist auf einen störungskontrollierten Wechsel der Riftpolarität hin. Die relative Hochposition befindet sich südlich von Strasbourg. Nach Norden schließt sich die Tief-scholle mit großen Mächtigkeiten an.

In den Abb. 5.6a und 5.6b sind die oligozänen und späteozänen Ablagerungen mit ihren heutigen Mächtigkeiten südlich von Karlsruhe gegenübergestellt. Der Vergleich beider Abbildungen zeigt, daß die strukturelle Kontrolle der Subsidenz im Grabeninnern zwischen beiden Zeiträumen differiert. Die Mächtigkeitsverteilung der späteozänen Ablagerungen zeigt eine Einflußnahme durch die LBZ an (siehe auch SCHUMACHER, 2002). Der Isopachenverlauf der oligozänen Sedimente weist dagegen eine starke Mächtigkeitszunahme nach Norden in der Region Strasbourg auf. Die Mächtigkeitszunahme ist an eine lineare Struktur gebunden, die durchgehend zwischen beiden Randverwerfungen entwickelt ist. Sie fällt oberflächennah nur im westlichen Grabenbereich mit der LBZ zusammen. Das Lineament wird im Gegensatz zur LBZ von den grabenparallelen Störungen in der Grabenmitte nicht sinistral versetzt (Abb. 5.6b). Der Isopachenverlauf um Strasbourg läßt auf eine nach Nordwesten einfallende Transferzone schließen. Die LBZ fällt refraktionsseismischen Daten zufolge nach Südosten ein (EISBACHER et al., 1989). Die Transferzone ist folglich im Gegensatz zur Auffassung von MAUTHE et al. (1993) und CHOROWICZ & DEFONTAINES (1993) auch dort, wo sie oberflächennah mit der LBZ zusammenfällt, nicht mit ihr identisch.

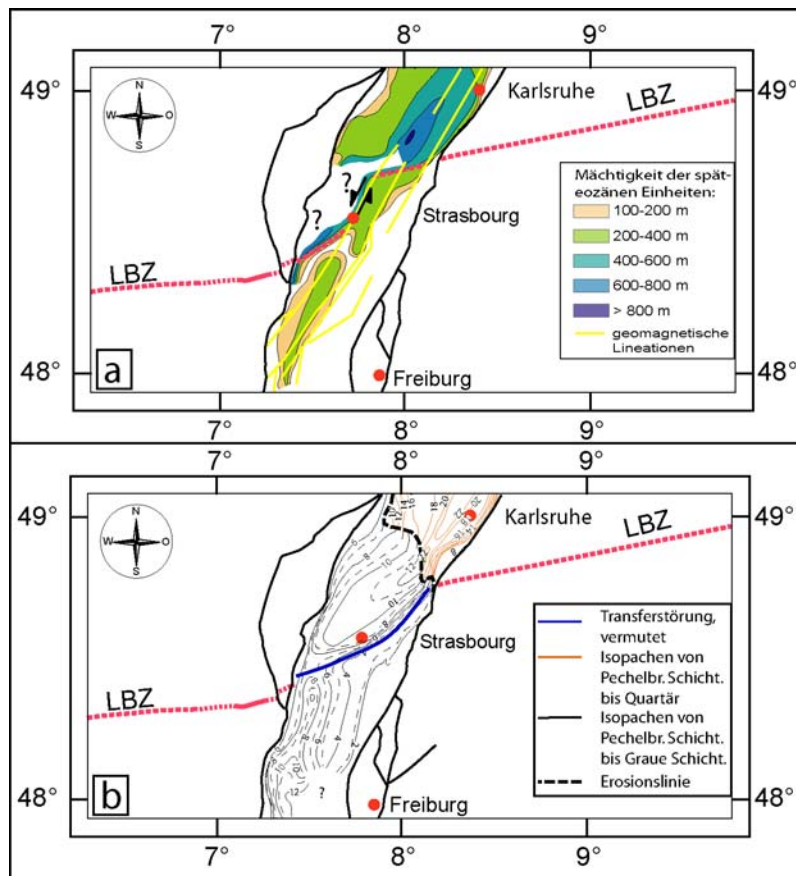


Abb. 5.6: Vergleich der rezenten Mächtigkeitsverteilung eozäner und oligozäner Sedimente südlich von Karlsruhe. Südlich der Erosionslinie sind nur die vollständig erhaltenen Abfolgen dargestellt.

- Isopachen der späteozänen Ablagerungen (Untere Salzformation, Lymnänenmergel).
- Isopachen der oligozänen Ablagerungen. Jungtertiäre Einheiten sind in der Region Strasbourg nicht erhalten geblieben; Angaben in 100 m.

6. Parameterstudie

6.1 Allgemeine Vorgaben für die Modellierungen

6.1.1 Modellierungskonzept

Zielvorgaben

Das Ziel der Parameterstudie ist es, best fit-Werte für die in ihrer Größe unbekannten Kontrollfaktoren der Struktur und Entwicklungsgeschichte des ORG zu gewinnen. Die best fit-Werte gehen im Folgekapitel in die Modellierung der Grabenevolution ein. Aufgrund der Zielvorgabe müssen die Auswirkungen der Kontrollparameter auf die Vertikal- und Horizontalbewegungen im Modell quantitativ verfolgt werden. Allerdings ist die Variation eines Steuerparameters meist über mathematisch-physikalische Beziehungen mit Änderungen anderer Kontrollfaktoren verknüpft. Die Auswirkungen sind damit häufig der kombinierte Einfluß aus der Änderung mehrerer Steuerparameter. Diese Interaktionen der Kontrollfaktoren sind aufzulösen und ihre individuellen Auswirkungen zu erfassen, um die thermischen und mechanischen Abläufe im Modell zu erhellen. Das Verständnis dieser Prozesse ist Voraussetzung, damit die iterative Annäherung an die gesuchten best fit-Werte erfolgreich verläuft.

Gliederung der Parametervariationen

Aus der Bewertung des bisherigen Kenntnisstandes wurden in Kap. 2.7 mehrere potentielle Kontrollparameter identifiziert, die für eine geodynamische Simulation des ORG quantifiziert werden müssen. Sie sind in Abb. 6.1 mit einem Überblick über die Bandbreite der durchzuführenden Variationen aufgelistet.

Kapitel 6.2 Arbeitshypothese Geodynamik der Riftentwicklung			
Kapitel 6.3 bis 6.6 Parametervariationen			
Kapitel 6.3 Störungsgeometrie der Randverwerfungen	Kapitel 6.4 scheinbare Reibungskoeff. auf den Randverwerfungen	Kapitel 6.5 Kriechparameter/Temperatur	Kapitel 6.6 Lokalisierte Deformation im Kriechregime
<ul style="list-style-type: none"> - listrische Form - planare Form 	<ul style="list-style-type: none"> - Koeffizientendifferenz konstant - Koeffizientendifferenz variabel 	Variation der Kriechparameter für die Unterkruste: <ul style="list-style-type: none"> - geringviskoses Material + niedrige Temperaturen - hochviskoses Material + hohe Temperaturen 	<ul style="list-style-type: none"> - Tiefenerstreckung der Randverwerfungen Randverwerfungen im Sprö- UND Kriechregime über gesamte Mächtigkeit der Oberkruste - Scherzone im Kriechregime der Unterkruste und des Mantels
Kapitel 6.7 Diskussion und Synthese der Modellierungsergebnisse			

Abb. 6.1: Überblick über die Parametervariationen.

Die Parameterstudie ist so angelegt, daß Änderungen der Kontrollfaktoren immer in Richtung auf eine Übereinstimmung zwischen Modellierungsprognose und Vergleichsdaten hin erfolgen. Die ermittelten best fit-Werte eines Kontrollfaktors finden Eingang in die folgenden Simulationen mit den

Variationen anderer Parameter. Diese Gliederung der Parameterstudie zwingt zur Entwicklung von Erklärungsansätzen für die ablaufenden Prozesse bereits bei den Variationen der einzelnen Kontrollfaktoren. Die Synthese der Erklärungsansätze und die Zusammenstellung der best fit-Werte folgen in der anschließenden Diskussion (Kap. 6.7).

Den Parametervariationen wird eine Arbeitshypothese zur Geodynamik der Riftentwicklung vorangestellt (Kap. 6.2). Es werden darin die tendenziellen Auswirkungen der potentiellen Einflußfaktoren auf die Vertikalbewegungen der Schaltern, des Grabens und der Moho behandelt. Die Modellvorstellung basiert auf Simulationen, in denen die Extension zu einem symmetrischen Strukturbild führt und kein innerkrustaler Ausgleich von isostatischen Ungleichgewichten erfolgt. Anschließend werden die modellierten Verlaufsmuster aus den Parametervariationen mit diesen semiquantitativen Prognosen verglichen, um den Einfluß potentieller Ausgleichshorizonte in der Kruste auf das Strukturbild für ein asymmetrisches rifting zu extrahieren.

Beschränkung der Kontrollfaktoren

Neben den Kontrollfaktoren, die der Parametervariation unterliegen, treten weitere Einflußgrößen im Streichen des ORG auf. Dies sind der variable Verlauf der Randverwerfungen, querende Schwächezonen mit Riftpolaritätswechsel (Kap. 2.5.2 und 5.3.3) und unterschiedliche Materialeigenschaften in den variszischen Internzonen. Um ein quantitatives Prozeßverständnis zu erlangen, ist allerdings eine Reduktion der die Simulation beeinflussenden Steuerparameter notwendig. Deswegen wird für alle Simulationen der Parameterstudie eine konstante Extensionsrichtung und -rate in Raum und Zeit orthogonal zum ORG angenommen. Ferner werden die potentiellen Einflußfaktoren für das gesamte ORG-Gebiet im gleichen Maße geändert. Diese Maßnahmen ermöglichen es, die Untersuchungen auf einen Vertikalschnitt quer zum ORG zu beschränken. In der zweidimensionalen Betrachtung werden diese zusätzlichen Einflußfaktoren ausgeblendet. Ihr Einfluß auf die Struktur und Entwicklung des ORG wird bei der eigentlichen Simulation des Rifts im Folgekapitel aufgegriffen.

Die Untersuchungen über die Auswirkungen der potentiellen Kontrollfaktoren finden an einem Profilschnitt statt, der den südlichen ORG auf Höhe der Stadt Freiburg quert. Dieser Bereich ist am wenigsten von einem Material- und Wärmetransport in der dritten Dimension betroffen, welcher aufgrund der Riftpolaritätswechsel und querenden Schwächezonen im zentralen und nördlichen ORG zu vermuten ist. Die Parametervariationen werden simultan sowohl an diesem Vertikalschnitt als auch an einem dreidimensionalen FE-Modell des ORG-Gebietes durchgeführt. Das 3D-Modell ist zugleich Grundlage für die thermomechanische Simulation des ORG im Folgekapitel. Mit der Modellierung in drei Raumdimensionen können Erfahrungen über die Feinabstimmung der best fit-Werte gesammelt werden, die die zusätzlichen Einflußfaktoren notwendig machen. Das zweidimensionale FE-Modell ist mit der Geometrie des 3D-Modells in dem erwähnten Profilschnitt identisch. Es dient dazu, durch Verwendung der maximal implementierbaren Vernetzungsdichte eine höchstmögliche Güte der Modellierungsprognosen zu erhalten. Durch diese Maßnahme kann auf die Genauigkeit numerischer Ergebnisse des dreidimensionalen FE-Modells geschlossen werden, das eine geringere Vernetzungsdichte aufweist. Die zweidimensionalen Simulationen werden den Bedingungen der ebenen Verformung unterworfen (Kap. 4.1), um den gewünschten Ausschluß potentieller Einflußfaktoren aus der dritten Dimension zu erreichen.

Simulationsdauer

Die Annahme einer Extensionsrichtung orthogonal zum ORG ist nach den geodynamischen Modellvorstellungen (Kap. 2.6.1.1) allenfalls für Zeitintervall zwischen spätestem Priabon und frühem Aquitan gerechtfertigt. Deswegen und vor dem Hintergrund hoher Rechenzeiten der 3D-Simulationen wird eine aktive Extension in der Parameterstudie auf einen Zeitraum von 34.4 Ma bis 22.5 Ma (Basis Pechelbronner Schichten bis Top Cerithienschichten) vor heute beschränkt. Die Riftentstehung mit Ablagerung der Lymnänenmergel sowie die jungtertiäre bis quartäre Blattverschiebungsphase werden nicht berücksichtigt. Nach Beseitigung der aktiven Extension erfolgt weitere Subsidenz aufgrund von Sedimentkompaktion. Die Subsidenzrate sinkt dabei in allen Modellierungen der Parameterstudie nach weniger als 2 Ma auf Werte von nur 20 bis 30 m/Ma. Die Beobachtungen beziehen sich deshalb auf den thermomechanischen Modellzustand 2 Ma nach Ende der Extension. Die Simulationen starten folglich mit dem Beginn der beckenweiten Sedimentation im spätesten Priabon (34.4 Ma) und enden im späten Aquitan (20.5 Ma).

6.1.2 Modellgeometrie

Der Vertikalschnitt verläuft riftorthogonal in WNW-ESE-Richtung unmittelbar nördlich der Stadt Freiburg (Abb. 6.2). Er umfaßt Kruste und Mantel bis zur parameterabhängigen Tiefe der mechanischen Lithosphäre im Mantel, mindestens 45 km. Die Basis der mechanischen Lithosphäre entspricht der Tiefe, in der die äquivalente Spannung σ_e gemäß den Kriechgesetzen (Gl. 4.12 bzw. 4.13) den Wert von 10 MPa im Mantel unterschreitet (RANALLI, 1994). Die Kruste wird in Ober- und Unterkruste mit spezifischen Materialeigenschaften untergliedert. Die geringmächtige mesozoische Sedimentbedeckung wird der Oberkruste zugeschlagen. Das Mächtigkeitsverhältnis Ober- zu Unterkruste liegt bei 18 zu 12 für eine initiale Krustenmächtigkeit von 30 km.

Beide Randverwerfungen sind präexistent (Kap. 2.5.1) und Zonen hoher Verformungsintensität. Ihre Einbindung erfolgt deshalb über Kontaktelemente. Geometrie und Tiefgang der Störungen werden im Rahmen der Parameterstudie variiert. Aus der Seismik sind keine Hinweise auf einen unterschiedlichen Tiefgang der Randverwerfungen ableitbar. Die Störungen weisen daher zu Modellierungsbeginn die gleiche Tiefenerstreckung auf. Es wird in den Parametervariationen versucht, die asymmetrische Beckengeometrie durch unterschiedliche Reibungskoeffizienten auf den Störungen hervorzurufen.

Der Abstand beider Randstörungen an der Erdoberfläche zu Modellierungsbeginn beträgt 35 km. Der Wert ergibt sich aus der Differenz zwischen der rezenten Grabenbreite von ca. 41.5 km und dem riftsenkrechten, horizontalen Extensionsbetrag von 6.5 km nach MEIER (1989).

Die Konstruktion des FE-Netzes für alle zwei- und dreidimensionalen Modellen erfolgt, indem die Koordinaten jedes einzelnen Elementknotens vorgegeben werden. Dieser Modellaufbau ist zwingend, um für die Bemessung der isostatischen Ausgleichskräfte jeweils die Fläche, über die eine Feder wirkt (siehe Abb. 4.4), exakt zu ermitteln. Fehlkalkulationen von bereits wenigen Prozent können zu einer völligen Unterdrückung der Mohoaufwölbung oder der Grabensubsidenz führen. Ferner ist nur durch diese Vernetzungstechnik die Anwendung der 'birth and death'-Funktion sowie die ortsgenaue Zuweisung der Materialeigenschaften auf die Knoten und Elemente des Modells möglich. Die Modelle bestehen aus bis zu 32000 Knoten und 28000 Elementen ein-

schließlich der Kontaktelemente. Die Auflösung der Verschiebungen erstreckt bis in den Bereich von wenigen 10er Metern. Horizontal- und Vertikalverschiebungen werden deswegen auf 50 oder 100 m gerundet.

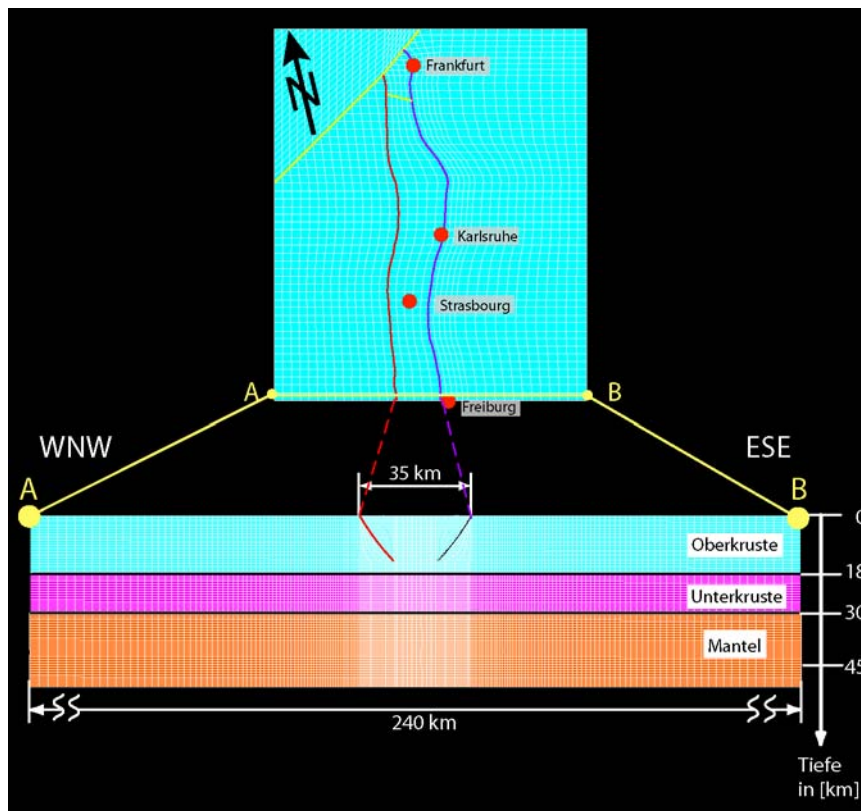


Abb. 6.2: Lage und Geometrie des Vertikalschnitts. Form und Tiefenerstreckung der Störungen sowie die Mächtigkeit des Mantels werden von Simulation zu Simulation geändert; rote Linie: westliche Randverwerfung, blaue Linie: östliche Randverwerfung; gelbe Linien: sonstige Verwerfungen im 3D-Modell. Man beachte die erheblich höhere Vernetzungsdichte des zweidimensionalen FE-Modells.

6.1.3 Materialparameter, Randbedingungen und Materialgesetze

Oberkruste, Unterkruste und Mantel werden verschiedene thermische und mechanische Eigenschaften zugewiesen, wobei, soweit möglich, gebietsspezifische Materialparameter eingesetzt werden. Für den Vertikalschnitt kommen Materialeigenschaften der Moldanubischen Interzone zur Anwendung. Thermische und mechanische Materialeigenschaften sind in Tafel 2 aufgelistet.

Thermische Materialparameter und Randbedingungen

An der Modelloberfläche werden Temperaturen als Wärmesenke vorgegeben. Sie ändern sich während der Modellierung unter dem Einfluß von Erosion und Sedimentation (Kap. 4.4.3.2 und 4.4.4.3). Paläobiologische Hinweise (PICOT et al., 2004) und Produkte lateritischer Verwitterung (WITTMANN, 1955; RADKTE & KÜMMERLE, 2004) weisen auf ein überwiegend mediterranes Klima in Oligozän und frühen Aquitan hin, sodaß eine Jahresmitteltemperatur von 285 K zu Modellierungsbeginn an der Modelloberfläche gewählt wird.

An der Modellbasis wird ein Wärmefluß als Energiequelle aufgebracht. Er bleibt während eines Modellierungsdurchlaufes über die gesamte Basisfläche konstant. Der Wärmefluß ändert sich mit

Tafel 2: Übersicht über die mechanischen und thermischen Eigenschaften von Kruste, Mantel und Grabenfüllung für die Parameterstudie.

Tabelle VI.1: Mechanische Materialeigenschaften der Moldanubischen Internzone

Ortsunabhängige Materialparameter:			<u>Referenzen</u>
volumetrischer Temp.-Ausdehnungskoeffizient in [K ⁻¹]	α _v	3·10 ⁻⁵	SCHÖN (1983)
Festigkeitsgradient für Extensionsregime in [MPa/km]		12	(Kap. 4.2.1.2)
Erosionsfaktor	q	0.08	(Kap. 4.4.3.1)
Sedimentationslevel ü NN in [m]		50	(Kap. 4.4.4.1)
Erosionsbasis ü NN in [m]		200	(Kap. 4.4.3.1)
Grabenfüllung			
Korndichte bei 273 K in [kg/m ³]	ρ _i	2750	HELING (1969)
Kompaktionsparameter in [1/m]	c _i	0.53·10 ⁻³	HELING (1969)
initiale Porosität	Φ _{0i}	0.50	
Oberkruste inkl. Mesozoikum			
Poissonzahl (elastoplastisch)	ν	0.24	HOLBROOK et al. (1988)
Elastizitätsmodul in [Pa]	E	0.5·10 ¹¹	HENK (1997)
*Dichte bei 273 K in [kg/m ³]	ρ (T)	2700	GROSSE et al. (1992)
**Kriechparameter			
Fels. Granulit (Exponentengesetz)			WILKS & CARTER (1990)
Vorfaktor in [Pa ⁻ⁿ /s]	A ₁	2.01·10 ⁻²¹	
Aktivierungsenergie in [kJ/mol]	Q ₁	243	
Exponent	n	3.1	
Unterkruste			
Poissonzahl (elastoplastisch)	ν	0.27	HOLBROOK et al. (1988)
Elastizitätsmodul in [Pa]	E	0.8·10 ¹¹	HENK (1997)
*Dichte bei 273 K in [kg/m ³]	ρ (T)	3000	GUTSCHER (1995)
**Kriechparameter			
Anorthosit (Exponentengesetz)			SHELTON & TULLIS (1981)
Vorfaktor in [Pa ⁻ⁿ /s]	A ₁	2.06·10 ⁻²³	
Aktivierungsenergie in [kJ/mol]	Q ₁	239	
Exponent	n	3.2	
Mantel			
Poissonzahl (elastoplastisch)	ν	0.30	HOLBROOK et al. (1988)
Elastizitätsmodul in [Pa]	E	1.5·10 ¹¹	HENK (1997)
*Dichte bei 273 K in [kg/m ³]	ρ (T)	3400	
Kriechparameter			
Olivin, naß (Exponentengesetz)			CHOPRA & PATERSON (1981)
Vorfaktor in [Pa ⁻ⁿ /s]	A ₁	5.25·10 ⁻²⁸	
Aktivierungsenergie in [kJ/mol]	Q ₁	498	
Exponent	n	4,5	
Olivin, naß (Exponentialgesetz)			BORCH & GREEN (1989)
Vorfaktor in [Pa ⁻ⁿ /s]	A ₂	3.47·10 ⁻²⁵	
Aktivierungsenergie in [kJ/mol]	Q ₂	536	
Spannungsmultiplikator	ζ	3.4	
Power law breakdown in [MPa]		600	TSENN & CARTER (1987)

* Die Dichte ρ von Ober-, Unterkruste und Mantel ist eine Funktion der Temperatur (Gl. 4.22).

** Es werden, soweit nicht anders angegeben, für die Oberkruste Kriechparameter des felsischen Granulits, für die Unterkruste Kriechparameter des Anorthosits verwendet.

Tabelle VI.2: Thermische Materialeigenschaften der Moldanubischen Internzone

Ortsunabhängige Materialparameter:			<u>Referenzen</u>
Oberflächentemperatur zu Modell.-Beginn in [K]	T _{EOF}	285	SCHÖN (1983)
spezifische Wärmekapazität in [W/(kg·K)]	c _p	1300	
basaler Wärmefluß in [mW/m ²]		26 bis 38	
Sedimentationslevel ü NN in [m]		50	
Erosionsbasis ü NN in [m]		200	
Trockenadiabatengradient in [K/m]		0.01	(Kap. 4.4.4.1) (Kap. 4.4.3.1) (Kap. 4.4.3.2)
Grabenfüllung			
Korndichte bei 273 K in [kg/m ³]	ρ _i	2750	HELING (1969)
Kompaktionsparameter in [1/m]	c _i	0.53·10 ⁻³	
initiale Porosität	Φ _{0i}	0.50	
Wärmeleitfähigkeit in [W/(m·K)]	k(Φ)	Tabelle VI.3	HELING (1969)
radiogene Wärmeproduktion in [W/m ³]		1.20·10 ⁻⁶	PRIBNOW (2003)
Oberkruste inkl. Mesozoikum			
Wärmeleitfähigkeit in [W/(m·K)]	k(T)	Abb. 6.4	SEIPOLD (1998)
radiogene Wärmeproduktion in [W/m ³]	A	Abb. 6.3	ROYER & DANIS (1988)
Unterkruste			
Wärmeleitfähigkeit in [W/(m·K)]	k(T)	Abb. 6.4	SEIPOLD (1998)
radiogene Wärmeproduktion in [W/m ³]	A	Abb. 6.3	CHAPMAN & FURLONG (1986)
Mantel			
Wärmeleitfähigkeit in [W/(m·K)]	k(T)	Abb. 6.4	SCHATZ & SIMMONS (1972)
radiogene Wärmeproduktion in [W/m ³]	A	0.02·10 ⁻⁶	CHAPMAN & FURLONG (1986)

Der thermomechanische Materialparameter Dichte für Ober-, Unterkruste und Mantel ist in Tabelle VI.1 aufgeführt.

der radiogenen Wärmeproduktion der Kruste von Durchlauf zu Durchlauf, um verschiedene initiale Temperaturverteilungen zu erzeugen. Die Schwankungsbreite liegt zwischen 26 und 38 mW/m². Der Wärmefluß aus dem Mantel liefert mit diesen Werten in jedem Durchlauf 30 bis 40 % des Wärmehalts, wie es den Schätzungen für die mitteleuropäische Wärmeflußprovinz entspricht (CERMAK et al., 1991). Ein lateraler Wärmetransport durch die Seiten der FE-Modelle ist nicht möglich. Die Variation der radiogenen Wärmeproduktion wird innerhalb dem in Abb. 6.3 dargestellten Rahmen durchgeführt.

Die Wärmeleitfähigkeit wird nach Kap. 4.3.3 als eine Funktion der Temperatur und Lithologie behandelt. Ihre Ermittlung erfolgt nach den Gl. 4.25 bis 4.27. Den Materialkonstanten A und B in den Gleichungen werden Werte nach SEIPOLD (1998) von Granit für die Oberkruste ($A = 0.203$; $B = 4.07 \cdot 10^{-4}$) und Granulit für die Unterkruste ($A = 0.271$; $B = 3.66 \cdot 10^{-4}$) zugewiesen. Der Temperatur(tiefen)verlauf der Wärmeleitfähigkeit ist in Abb. 6.4 dargestellt.

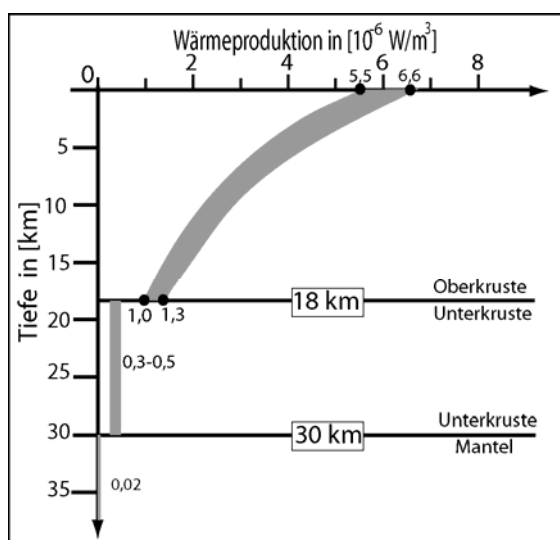


Abb. 6.3: Bandbreite der radiogenen Wärmeproduktion in der Ober- und Unterkruste (graue Fläche); Wärmeproduktion des Mantels konstant; Wärmeproduktion der mesozoischen Einheiten vernachlässigt.

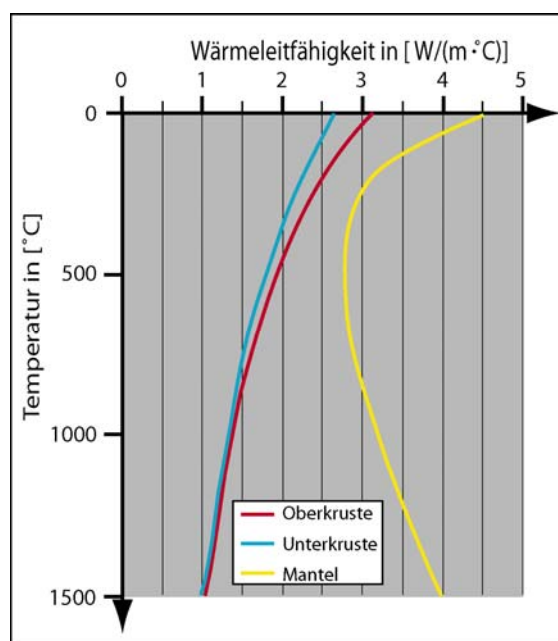


Abb. 6.4: Wärmeleitfähigkeit als Funktion der Lithologie und der Temperatur.

Thermische Effekte der Oberflächenprozesse

Für die Einbindung der thermischen Effekte aufgrund Sedimentation werden die Materialparameter Wärmeleitfähigkeit k_b und Dichte ρ_b der Grabenfüllung in Tiefenintervallen von 300 m nach den Gl. 4.40 und 4.42 berechnet. Hierfür werden der Kompaktionsparameter c_i und die initiale Porosität Φ_{0i} der Grauen Schichtenfolge verwendet (Tafel 2, Tabelle VI.2). Die Werte stellen einen ungefähren Durchschnitt für alle oligozänen Einheiten dar. Die durchschnittliche Korndichte ρ_i beträgt aufgrund der dominant tonig-mergeligen Ausbildung der Becken-(Normal)fazies 2750 kg/m³. Die Wärmeleitfähigkeit k_k des Feststoffes beläuft sich somit für einen angenommenen Tonanteil f_{ton} von 75 % nach Gl. 4.41 auf ca. 2.40 W/(m·K) ($k_{\text{Ton}} = 2.1$ W/(m·K), $k_{\text{Kalk}} = 2.7$ W/(m·K); Werte nach BRIGAUD & VASSEUR, 1989). Der Änderung beider Materialparameter mit der Tiefe ist der Tabelle VI.3 dargestellt.

Im Temperaturmodell sind über der Präriterdoberfläche zusätzliche Kontakt- und Kontinuums-elemente vorhanden, die zunächst aus den numerischen Kalkulationen ausgenommen sind ('Birth

and Death'-Funktion). Gelangen diese Elemente während der Modellierung unter den Sedimentationslevel, werden sie für die Berechnung der Temperaturverteilung eingeschaltet. Ein aktiviertes Kontinuumsselement erhält den Dichte- und Wärmeleitfähigkeitswert nach Tabelle VI.3 in Abhängigkeit von seiner mittleren Tiefenlage. Diese ergibt sich als Durchschnitt aus den Tiefen des untersten und des obersten Elementknotens.

Tabelle VI.3: Veränderung von Dichte und Wärmeleitfähigkeit der Grabenfüllung mit der Tiefe

Tiefe in [m]	Porosität Φ_1	Dichte ρ_b in [kg/m ³]	Wärmeleitfähigkeit k_b in [W/(m·K)]
0 - 300	0.46	1959	0.96
300 - 600	0.39	2079	1.02
600 - 900	0.34	2165	1.07
900 - 1200	0.29	2251	1.12
1200 - 1500	0.24	2337	1.17
1500 - 1800	0.21	2389	1.20
1800 - 2100	0.18	2440	1.23
2100 - 2400	0.15	2492	1.26
2400 - 2700	0.13	2526	1.29
2700 - 3000	0.11	2561	1.31
3000 - 3300	0.09	2595	1.33
3300 - 3600	0.08	2612	1.34

Die erosiv bedingten Auswirkungen auf das Temperaturfeld bedürfen keinen weiteren Aufbereitung für die Modellierungen. Die Knoten in der erodierten Gesteinssäule erhalten die Temperaturen, die ihnen für ihre Höhenlage bei Anwendung des Trockenadiabatengradienten von 1° pro 100 Höhenmeter zukommen.

Mechanische Materialparameter und Randbedingungen

Deformation wird durch eine Geschwindigkeitsrandbedingung an der westlichen und östlichen Seite des Modells hervorgerufen (Abb. 6.5a). Die Geschwindigkeit bleibt für alle Simulationen sowohl im Laufe der Modellierung als auch über die Modelltiefe konstant. Ihre Höhe muß in mehreren Modellierungsdurchläufen solange angepaßt werden, daß zum Ende der Extensionsphase der Maximalwert von 6.5 km für die riftsenkrechte, horizontale Extension nach MEIER (1989) erreicht ist. Alle Parametervariationen werden auf diesen Extensionsbetrag genormt, um die Modellierungsergebnisse vergleichbar zu machen. Als Bezugspunkte für die Ermittlung des Extensionsbetrages werden jene Knoten verwendet, die sich im unmittelbaren Liegenden beider Randverwerfungen an der Modelloberfläche befinden (Abb. 6.5b). Das Kräftegleichgewicht in vertikaler Richtung wird durch einen nach oben gerichteten Druck an der Modellbasis, abwärts orientierte Rückstellkräfte von Federn und der Gewichtskraft des Modells gewahrt (Kap. 4.2.5 und Abb. 4.4).

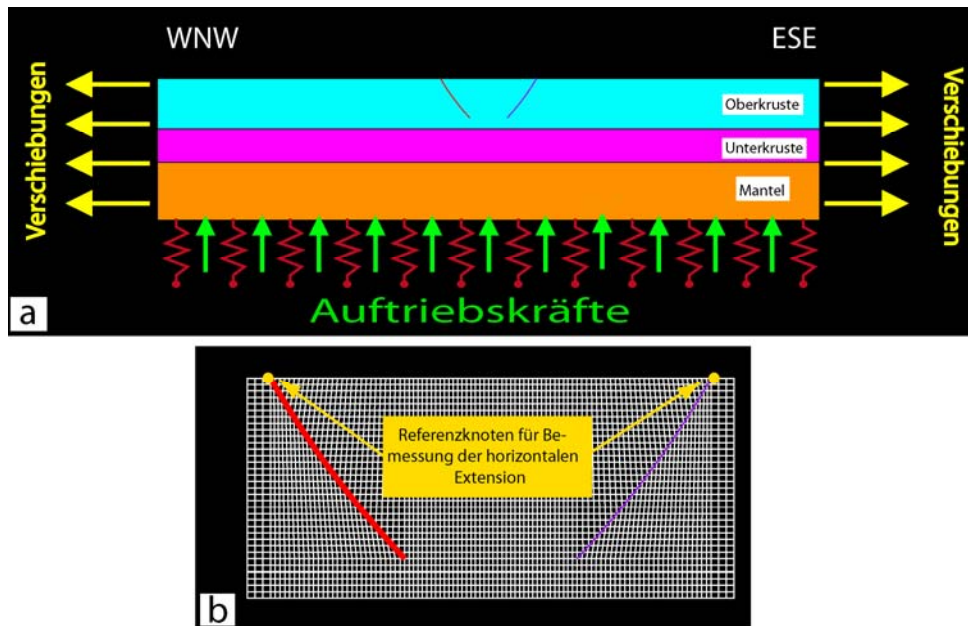


Abb. 6.5: Setup für das strukturelle Modell.

- a. Verschiebungen an den Modellseiten, Auftriebskräfte an der Modellbasis, Zugfedern schematisch eingezeichnet.
- b. Ausschnitt aus dem Gitternetz in der Umgebung der Randverwerfungen; Referenzknoten an der Modelloberfläche im Liegenden der Störungen.

Das viskose Deformationsverhalten von Oberkruste, Unterkruste und Mantel wird durch verschiedene Kriechparameter für das jeweilige Abteil nachgebildet. Die Faktoren A , Q und n der krustalen Einheiten unterliegen Variationen in der Parameterstudie, jene des Mantels bleiben für alle Modellierungen unverändert. Experimentelle Studien über die rheologischen Eigenschaften von Mantelmineralen (z. B. SOBOLEV & CHAUSSIDON, 1996) sowie Flexurstudien an natürlichen Beispielen (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982) legen die Verwendung von Kriechparameter eines feuchten, grobkörnigen Olivins nahe, um das rheologische Verhalten des Mantels zu beschreiben.

Materialgesetze

Der Festigkeitsgradient innerhalb des elastoplastischen Regimes beträgt 12 MPa/km (Kap. 4.2.1.2). Infolge der Beschränkung der Parameterstudie auf eine Extension senkrecht zu den Randverwerfungen wird nicht auf einen Festigkeitsgradienten für ein Blattverschiebungs- oder Kompressionsregime umgeschaltet. Die Reibungskoeffizienten auf den Randverwerfungen sind Eingangsvariablen für die Parameterstudie.

Die Gegenüberstellung von seismischen Datensätzen offenbart die artifizielle Natur von mantel-lithosphärischen Scherzonen, die in den geologischen Interpretationen zu seismischen Profilen enthalten sind (Kap. 2.1.2). Eine lokalisierte Deformation wird in den Simulationen, soweit nicht anders erwähnt, auf die Kontaktelemente beschränkt. Darunter findet eine raumgreifende Verformung gemäß den Kriechgesetzen statt. Die Einbindung beider Gesetze erfolgt direkt in der CREEP-Option mit den Formen der Gl. 4.12 und 4.13.

Mechanische Effekte der Oberflächenprozesse

Für die Bemessung sedimentärer und erosiver Lasteffekte werden einheitliche Werte für die Eingangsgrößen verwendet. Dadurch wird eine weitere Reduktion der die Prozeßsimulation beeinflussenden Steuerparameter erreicht.

Innerhalb der Parameterstudie erfolgt keine Wiederherstellung des Sedimentprofils. Für die Einbindung der sedimentären Auflast auf die Knoten der Modelloberfläche wird der Kompaktionsparameter und die initiale Porosität der Grauen Schichtenfolge verwendet (Tafel 2, Tabelle VI.1). Die Korndichte der überwiegend tonig-mergeligen Einheit geht mit einem Wert von $\rho_i = 2750 \text{ kg/m}^3$ in die Berechnung der Sedimentauflast ein. Ihre Ermittlung erfolgt nach den Gl. 4.36 bis 4.39 und dem in Abb. 4.8 aufgeführten Berechnungs- und Kompaktionsschema. Der Sedimentationslevel liegt unveränderlich bei 50 m ü NN gemäß den Ausführungen in Kap. 4.4.4.1.

Die Entlastung durch Erosion wird auf die Elementknoten eingeleitet, die über der regionalen Denudationsbasis von 200 m ü NN liegen. Die Kraft und Höhe der erodierten Gesteinssäule an einem Knoten wird gemäß Gl. 4.31 und 4.32 unter Verwendung eines für alle Simulationen konstanten Erosionsfaktors von $q = 0.08$ ermittelt.

6.1.4 Vergleichsmaßstäbe und Untersuchungsschwerpunkte

Für die Evaluierung der Modellierungsergebnisse liegen folgende Vergleichsdaten für die Entwicklung zwischen spätem Priabon und dem späten Aquitan vor:

- Mohoanhebung von 3.5 bis 4 km (Kap. 5.1)
- Hebung der östlichen Schulter von ca. 800 m (Kap. 5.2.3 und Abb. 5.3)
- Maximale Subsidenz im Hangenden der Haupttrandverwerfung von bis zu 2800 m (Abb. 5.5a)

In den Betrag von ca. 2800 m sind die Mächtigkeiten der Corbículaschichten enthalten. Sie sind in das späte Aquitan einzuordnen und damit jünger als das Ende aktiver Extension im frühen Aquitan. Durch diese Maßnahme wird der andauernden Beckensubsidenz durch sedimentäre Auflast und Kompaktion Rechnung getragen.

Ein Problem entsteht durch die Hebung und Erosion von Sedimenten im Bereich des Profilschnitts. In dieser Region ergibt die Dekompaktion toniger Einheiten eine Auflast von ca. 500 m über der rezenten Erdoberfläche und somit maximale Sedimentmächtigkeiten von ca. 2100 m (ROLL, 1979). Im zentralen Grabensegment beträgt die Mächtigkeit spätpriaboner bis spätaquitane Abfolgen bis zu 2800 m. Beide Grabensegmente wiesen annähernd die gleiche Subsidenz auf, bevor Hebungsprozesse im südlichen ORG einsetzten, die durch die nordwärtige Wanderung der peripheren Vorlandaufwölbung veranlaßt waren (LAUBSCHER, 1992; SCHUMACHER, 2002). Da die Vorlandaufwölbung nicht in die Simulationen einbezogen ist, wird eine maximale Subsidenz von $\approx 2800 \text{ m}$ im Hangenden der westlichen Randverwerfung ebenfalls als ein Ausscheidungskriterium verwendet.

Durch die Erosion von Grabensedimenten im südlichen ORG können die Tiefe des Beckenuntergrundes und der Akkommodationsraum entlang dem Vertikalschnitt nur als relativer Vergleichsmaßstab zwischen den einzelnen Parametervariationen benutzt werden. Sie sind keine Ausscheidungskriterien für die Gewinnung der best fit-Werte.

Die Untersuchungsschwerpunkte bei den einzelnen Simulationsdurchläufen sind:

- | | |
|-----------------------|--------------------------------------|
| - Akkommodationsraum | - Hebungsbeträge der Grabenschultern |
| - Subsidenzverteilung | - Verteilung der Verformung |
| - Mohotopographie | |

6.2 Geodynamisches Modell der Riftentwicklung

Zielaspekt des geodynamischen Modells

Es werden nachfolgend Vorstellungen entwickelt, welche Auswirkungen die mechanischen Eigenschaften oberkrustaler Störungen auf die Riftkinematik besitzen. Schwerpunkt der Hypothese ist die tendenzielle Entwicklung der Untersuchungsschwerpunkte (Kap. 6.1.4) mit Änderung der mechanischen Eigenschaften. Die Modellvorstellung basiert auf den vereinfachenden Annahmen, daß die Extension zu einer symmetrischen Riftstruktur führt und keine Entkopplung zwischen den verschiedenen lithologischen Abteilen durch einen lateralen Fluß viskosen Substrats stattfindet. Die anschließenden Parametervariationen stellen die Auswirkungen der Kontrollfaktoren auf die Untersuchungsschwerpunkte für einen asymmetrischen rifting-Prozeß dar. Sie dienen zum einen zur quantitativen Evaluierung der Vorhersagen. Eventuell auftretende Abweichungen von den Prognosen der Hypothese ermöglichen es zudem, zusätzliche Prozeßinteraktionen unter komplexeren Rahmenbedingungen zu erkennen. Dies gilt insbesondere im Hinblick auf eine innerkrustale Kompensation von isostatischen Ungleichgewichten.

Das geodynamische Modell zur Riftentwicklung lehnt sich an das 'detachment'-Modell von KUSZNIR et al. (1987) und WEISSEL & KARNER (1989) an. Nach dieser Vorstellung erfolgt die Extension in der Oberkruste durch Versatz an diskreten Störungen. Zu größeren Tiefen findet raumgreifende pure shear-Verformung statt. Diese Verhältnisse sind für das ORG-Gebiet zumindest für die Oberkruste und große Bereiche der Unterkruste anhand seismischer Befunde belegt (Kap. 2.1.2).

Regionalisostatischer Ausgleich der Grabensubsidenz

Die Wiederherstellung des isostatischen Gleichgewichts bei Extension wird an der Bilderfolge in Abb. 6.6 erklärt. Die Extension verursacht Absenkung des Grabenblocks entlang der Randstörungen. Die Subsidenz erfolgt unter dem Eigengewicht des Grabenblocks. Der gravitativen Absenkung wirken die Friktionskräfte an den Störungen entgegen. Der Grabenkollaps erzeugt ein Potentialdefizit in der Grabensäule, das einer isostatischen Kompensation bedarf (Abb. 6.6a). Es werden aufwärts gerichtete isostatische Ausgleichskräfte induziert, die eine Platznahme des dichteren Mantelmaterials in geringeren Tiefen hervorrufen und hierdurch das isostatische Gleichgewicht wieder herstellen. Die Platznahme erfolgt über einen weiteren Bereich als die Absenkung des Grabens, sodaß das lokale Potentialdefizit regionalisostatisch über Graben und Schultern ausgeglichen wird (Abb. 6.6b). In Konsequenz wird die Absenkung des Riftbeckens gedämpft, die Moho unter dem Rift aufgewölbt und die Liegendblöcke zu Grabenschultern angehoben. Die Höhe und laterale Verteilung der Ausgleichskräfte bestimmen Breite und Ausmaß der Mohoaufwölbung sowie der Riftflanken.

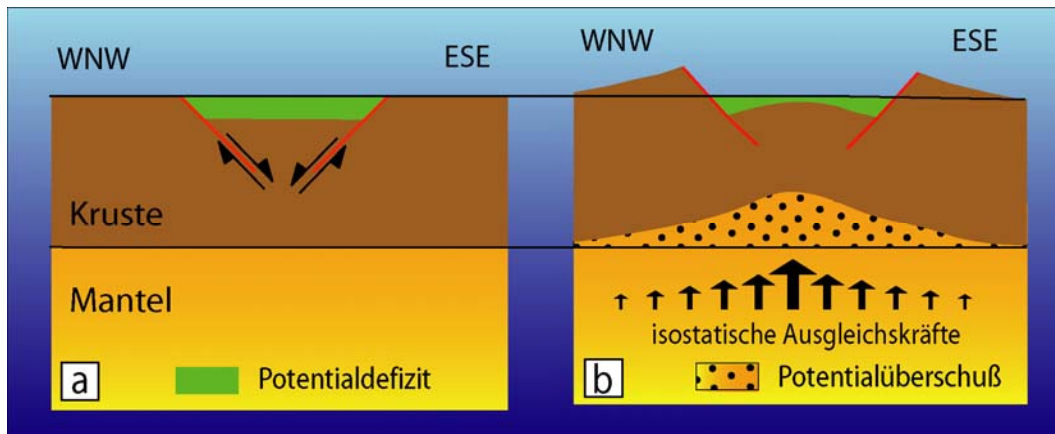


Abb. 6.6: Prinzip des regionalisostatischen Ausgleichs bei Extension in gekoppelter Lithosphäre.

- a. Absenkung des Grabenblocks an den Randstörungen und Entstehung eines Potentialdefizits.
- b. Hebung der Lithosphäre durch aufwärts gerichtete isostatische Ausgleichskräfte; Kompensation des Potentialdefizits durch Erzeugung eines Potentialüberschusses über Graben und Schultern.

Interaktion von Verformungslokalisierung und mechanischer Randbedingung

In dieser Modellstudie kontrolliert der Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' die Präferenz zur Verformungslokalisierung an den Randstörungen. Niedrige Reibungskoeffizienten induzieren einen größeren Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation, beide Faktoren führen additiv zu einer deutlichen Verformungskonzentration entlang den Randstörungen. Das Ausmaß der Verformungskonzentration beeinflusst mit der Geschwindigkeitsrandbedingung an den Modellseiten signifikant das Strukturbild. Es sind zwei Fälle zu unterscheiden:

- Fall 1: Geschwindigkeitsrandbedingung konstant
Mit einer konstanten Geschwindigkeitsrandbedingung wird zum Ende der Simulation an den Seiten des FE-Modells der gleiche horizontale Streckungsbetrag erreicht. Zwischen beiden Randverwerfungen ist jedoch die horizontale Extension um so höher, je niedriger die Reibungskoeffizienten und je größer der Störungstiefgang sind.
- Fall 2: Geschwindigkeitsrandbedingung variabel
Wird für alle Kombinationen des Parameterkomplexes der gleiche horizontale Extensionsbetrag zwischen den Randverwerfungen gefordert, so muß die Geschwindigkeitsrandbedingung an den Modellseiten variabel gestaltet werden. Mit steigender Verformungskonzentration bei kleineren Reibungskoeffizienten und tiefer reichenden Störungen nimmt der horizontale Streckungsbetrag zwischen beiden Modellseiten ab.

Strukturbild bei konstanter Geschwindigkeitsrandbedingung (Fall 1)

Hohe Reibungskoeffizienten und ein seichter Störungstiefgang wirken der gravitativen Absenkung des Grabenblocks entgegen. Die Beckensubsidenz und das Potentialdefizit aufgrund des Grabenkollapses sowie die Präferenz zur Verformungslokalisierung an den Randstörungen sind gering. In der Folge besitzen die isostatischen Ausgleichskräfte ebenfalls nur ein geringes Ausmaß und sie werden lateral stark auf Graben und Schultern verteilt. Die Breite, über die Schultern und Moho angehoben werden, ist somit sehr groß, ihre maximale Anhebung allerdings gering. Der Grabenblock erfährt ebenfalls nur eine kleine Anhebung, sodaß der bereits geringe Akkommodationsraum aufgrund des Grabenkollaps noch etwas kleiner wird (Abb. 6.7a). Der kleine Extensionsbetrag auf-

grund der geringen Verformungskonzentration zieht im Riftbereich eine geringe vertikale Ausdünnung nach sich.

Niedrigere Reibungskräfte und tiefer reichende Störungen erleichtern die gravitative Absenkung des Grabenblocks. Die Beckensubsidenz und das Potentialdefizit aufgrund des Grabenkollapses sowie die Präferenz zur Verformungslokalisation an den Randstörungen sind hoch. In Konsequenz sind die Ausgleichskräfte in der Summe größer. Die zunehmende Verformungskonzentration auf die Randstörungen lokalisiert die Ausgleichskräfte im steigenden Maße auf die Lithosphärensäule zwischen beiden Randstörungen. Die Breite, über die Schultern und Moho angehoben werden, sinkt hierdurch. Ihre maximale Anhebung steigt, weil die Ausgleichskräfte in der Summe höher sind und unter dem Grabenblock und dem proximalen Schulterbereich konzentriert werden. Der Grabenblock erfährt eine bedeutende Anhebung. Es verbleibt wegen dem regionalisostatischen Ausgleich über die Schultern und dem Graben ein größerer Akkommodationsraum als bei hohen Reibungswerten (Abb. 6.7b). Die höhere Extension erzeugt im Riftbereich aufgrund der ausgeprägten Verformungskonzentration eine bedeutende vertikale Ausdünnung.

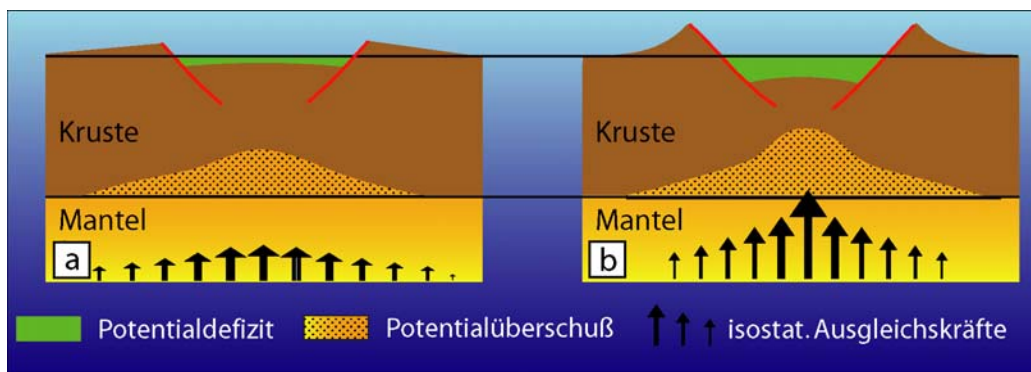


Abb. 6.7: Regionalisostatischer Ausgleich für Randverwerfungen mit unterschiedlich hohen Friktionskräften und unterschiedlichem Tiefgang.
a. für hohe Reibungskoeffizienten und kleinem Tiefgang auf den Randstörungen: breite und niedrige Schultern bzw. Moho und ein seichtes Becken.
b. für niedrige Reibungskoeffizienten und großem Tiefgang auf den Randstörungen: hohe und schmale Schultern bzw. Moho und ein tiefes Becken.
 Der horizontale Extensionsbetrag ist in **b.** größer als in **a.** (Fall 1).

Strukturbild bei variabler Geschwindigkeitsrandbedingung (Fall 2)

Die Unterschiede in der strukturellen Ausformung zwischen niedrigen und hohen Reibungswerten sind in Abb. 6.8 dargestellt. Sie basieren auf FE-Simulationen, in denen die Randstörungen mit kleinen und hohen Reibungskoeffizienten ($\mu_a = 0.1$ und $\mu_a = 0.5$) beaufschlagt werden. Die horizontale Extension zwischen beiden Randstörungen ist jeweils gleich. Ein möglichst hohes Maß an subkrustalem isostatischen Ausgleich wird erzwungen, indem höherviskose Materialien zu größeren Tiefen im krustalen Kriechregime eingebunden werden.

Kleinere Reibungskoeffizienten erzeugen einen höheren Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation. Die Extension wird hierdurch durch Versatz entlang der Randstörungen akkommodiert, wohingegen bei hohen Reibungskoeffizienten auch Liegendes und Hangendes der Verwerfungen beansprucht werden (Abb. 6.8a). Die ausgeprägte Verformungskonzentration auf die Schwächezonen macht eine geringere horizontale Streckung des FE-Modells notwendig, um zwischen den Randstörungen die gleiche Extension wie bei hohen Koeffizienten herzustellen (Abb. 6.8b). Der Grabenblock sinkt somit mit unveränderter Mächtigkeit ab, während bei hohen Reibungswerten der Oberkruste in ihrer Gesamtheit eine Ausdünnung widerfährt. Auch Unterkruste und Mantel erfahren

aufgrund der kleinen horizontalen Streckung des FE-Modells eine geringere Ausdünnung als bei hohen Reibungskoeffizienten. In Konsequenz nehmen die isostatischen Ausgleichskräfte zu kleineren Reibungswerten ab über die Modellbreite ab. Die Bilanz aus der Änderung der Höhe und lateralen Verteilung der Ausgleichskräfte sowie der vertikalen Ausdünnung erzeugt zu niedrigeren Reibungskoeffizienten folgende Tendenzen (Abb. 6.8c):

- Die Breite der Moho- und Schulteranhebung wird drastisch verkürzt durch die Reduktion der Ausgleichskräfte sowie ihre Konzentration auf den Riftbereich.
- Die maximale Mohoaufwölbung nimmt etwas ab. Es kompensieren sich teilweise die Abnahme der Ausgleichskräfte durch die geringere vertikale Ausdünnung und ihre Zunahme unter dem Grabenblock aufgrund der Verformungskonzentration. Es ergeben sich in der Summe geringere Ausgleichskräfte unter dem Riftzentrum.
- Der Akkommodationsraum nimmt zu. Die bedeutende Absenkung des Grabenblocks entlang der tiefreichenden Störungen wird durch die kleineren Ausgleichskräfte nur geringfügig gedämpft.
- Die maximale Schulteranhebung steigt. Die Ausgleichskräfte sind zwar kleiner. Es tritt allerdings im Gegensatz zu sehr festen Randstörungen keine nennenswerte vertikale Ausdünnung auf, welche die Heraushebung aufgrund des regionalisostatischen Ausgleichs kompensiert.

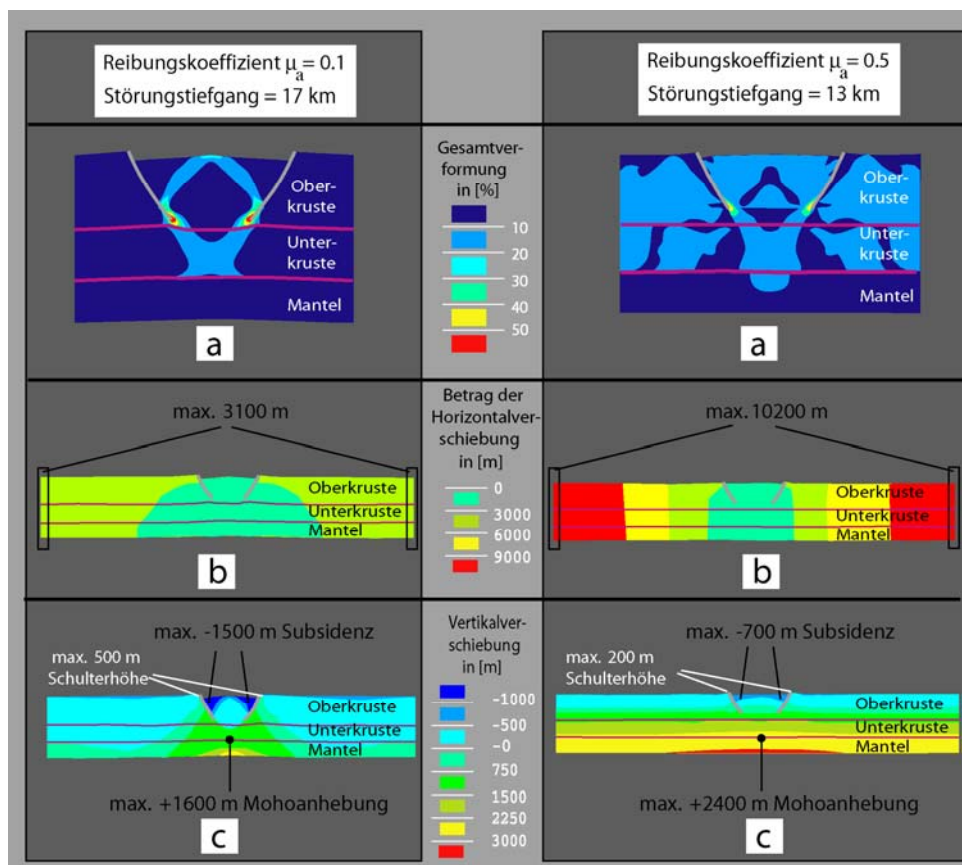


Abb. 6.8: Auswirkungen des Wirkungskomplexes 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' auf die Struktur eines kontinentalen Rifts. Linke Modellseite: Auswirkungen für kleine Reibungskoeffizienten ($\mu_a = 0.1$) und hohen Störungstiefgang (17 km). Rechte Modellseite: Auswirkungen für hohe Reibungskoeffizienten ($\mu_a = 0.5$) und seichten Störungstiefgang (13 km). Horizontale Extension zwischen den Randstörungen jeweils 4.5 km.

a. Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%].

b. Betrag der Horizontalverschiebung in [m]. Linke und rechte Modellseite bewegen sich um 3100 m bzw. 10200 m voneinander weg.

c. Vertikalverschiebungen in [m].

Zusammenfassung

Eine höhere horizontale Extension (Fall 1) führt für alle Kombinationen des Wirkungskomplexes 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' zu einer rauheren Rifttopographie. Das Riftbecken ist tiefer, die Moho- und Schulteranhebung größer. Diese Zusammenhänge entsprechen den Beobachtungen in realen Riftstrukturen (z. B. BASSI et al., 1993) und sind durch Prognosen numerischer Studien von hypothetischen Fallbeispielen bestätigt (z. B. HUNTOON & FURLONG, 1987; TER VOORDE & CLOETINGH, 1996).

Für einen konstanten horizontalen Extensionsbetrag (Fall 2) erzeugt der Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' ebenfalls höhere Schultern und ein tieferes Becken, wenn die Reibungskoeffizienten auf den Grabenrandverwerfungen niedrig sind (Abb. 6.9). Die maximale Mohoaufwölbung wird dagegen gedämpft.

Die Parametervariationen werden für einen konstanten horizontalen Extensionsbetrag zwischen den Randstörungen durchgeführt. Durch diese Vorgehensweise wird die Strukturentwicklung um den Einfluß dieses bedeutenden Steuerparameters ausgeblendet und somit die Auswirkungen der in ihrer Größe zu bestimmenden Kontrollfaktoren auf das Strukturbild erst sichtbar.

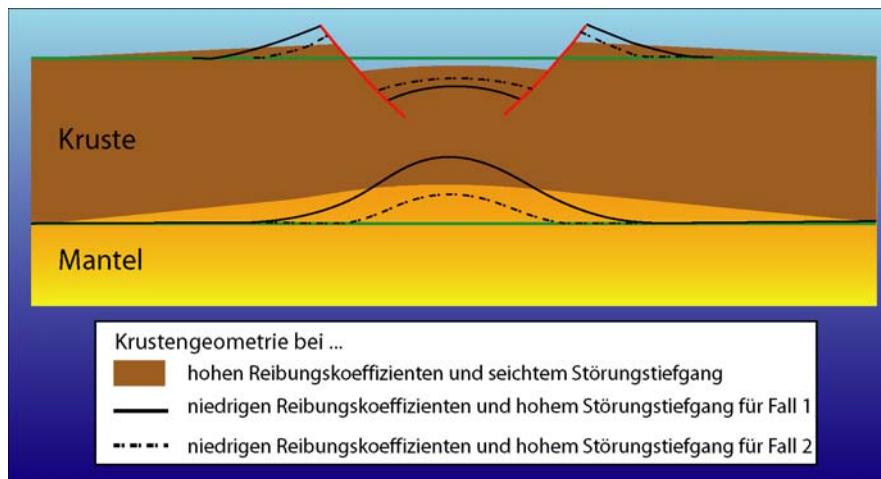


Abb. 6.9: Strukturbild des Rifts bei Änderungen im Wirkungskomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang'. Für den Fall 1 wird der horizontale Extensionsbetrag zu niedrigeren Reibungswerten und tiefer reichenden Störungen größer. Für den Fall 2 ist die horizontale Extension konstant für alle Kombinationen der beiden Kontrollfaktoren.

Die Rolle der Sedimentation

Die Sedimentation in den Graben verringert das Potentialdefizit, weil der Dichteunterschied zwischen Kruste und Riftsedimente kleiner ist als der Dichteunterschied zwischen Kruste und Luft bzw. Wasser. Die Ablagerungen wirken als eine zusätzliche (positive) Last auf den Grabenblock (KOOI & CLOETINGH, 1992). Es werden in gekoppelter Lithosphäre geringere isostatische Ausgleichskräfte induziert, die einen höheren Akkommodationsraum sowie ein geringes Hebungsmaß von Schultern und Moho verursachen (KEEN & BOUTILIER, 1990).

6.3 Geometrie der Randverwerfungen

6.3.1 Modellierungsvorgaben

Die listrische Störungsgeometrie wird der westlichen Randverwerfung aus der Interpretation des Seismikprofils DEKORP9S nach BRUN et al. (1992b) entlehnt. Die Störung fällt oberflächennah mit 67° ein und verflacht sich ab Tiefen von 4 km bis auf ca. 35° in 13 km Tiefe. Die planaren Störungen fallen mit konstant 67° bis zur gleichen Tiefe ein. Die Geometrievorgaben gelten sowohl für die westliche als auch für die östliche Randverwerfung. Es ergibt sich eine spiegelbildliche Anordnung der Störungen im FE-Modell (Abb. 6.10).

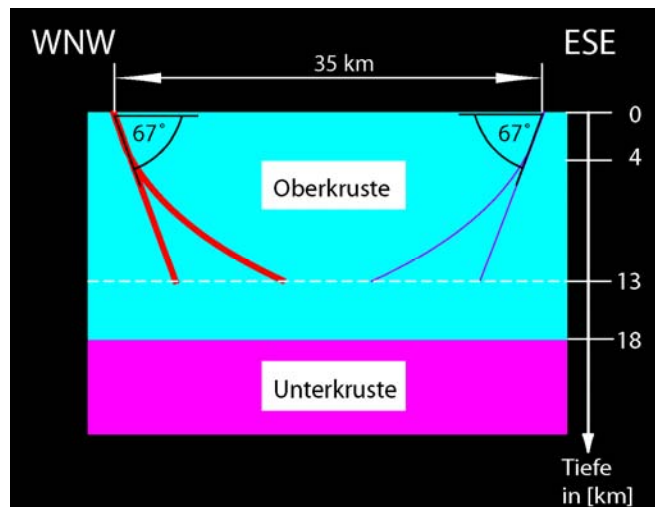


Abb. 6.10: Tiefenverlauf der listrischen und planaren Randverwerfungen vor Modellierungsbeginn; Verflachung der listrischen Störungen ab 4 km Tiefe von 67° auf 35° in 13 km Tiefe. Die Hauptstörung mit dem niedrigeren Reibungskoeffizienten befindet sich im Westen (rote Linie). Die Zweigstörung mit einer höheren Scherfestigkeit bildet die östliche Grabengrenze (blaue Linie).

Die Werte der anderen Steuerparameter sind in Tabelle VI.4 aufgeführt. Es werden die Kriechparameter eines felsischen Granulits verwendet, um die viskose Verformung in der Oberkruste nachzubilden. Zusammen mit der gewählten Temperaturverteilung erfolgt Spröddeformation im Kontinuum bis in 13 km Tiefe. Dieser Wert wird als Tiefgang der Randverwerfungen zu Modellierungsbeginn verwendet.

Tabelle VI.4: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn

Störungsgeometrie der Randverwerfungen	scheinbare Reibungskoeffizienten	Kriechparameter/Temperatur	initiale Tiefenerstreckung der Randverwerfungen
listrisch ↔ planar	westl. Störung: 0.2 östl. Störung: 0.4	Kriechparameter: Oberkruste (OK): <u>Fels. Granulit</u> Unterkruste (UK): <u>Anorthosit</u> Temperatur: Wärme fluß Moho = 30 mW/m^2 ergibt: - Wärme fluß EOF = 75 mW/m^2 - Temp. Grenze OK/UK = 450°C - Temp. Moho = 670°C	13 km

6.3.2 Für alle Modellierungen gültige Beobachtungen

Beobachtungen in der strukturellen Berechnung

Durch die vorgegebenen Schwäche­zonen wird die Deformation in der Oberkruste erwartungsgemäß lokalisiert und es bildet sich ein Graben. Die unterschiedlichen Reibungskoeffizienten auf den Randstörungen erzeugen eine Asymmetrie in Bezug auf die Subsidenz im Graben, Hebung der Schultern und Aufwölbung der Moho (Abb. 6.11). Grabensubsidenz und Schulterhebung sind maximal an der Störung im Westen mit der niedrigeren Scherfestigkeit. Die seichteste Moholage ist ebenfalls der westlichen Randverwerfung näher. Liegendes und Hangendes beider Störungen rotieren mit gleichem Sinn um eine horizontale Achse und verursachen eine Ankip­pung der Riftschultern sowie antithetische Flexuren im Graben. Die Störungen verändern während der Extension nicht wesentlich ihre Form und bleiben planar bzw. listrisch. Die Haupt­randverwerfung im Westen rotiert zu niedrigeren Einfallswinkeln als die östliche Störung.

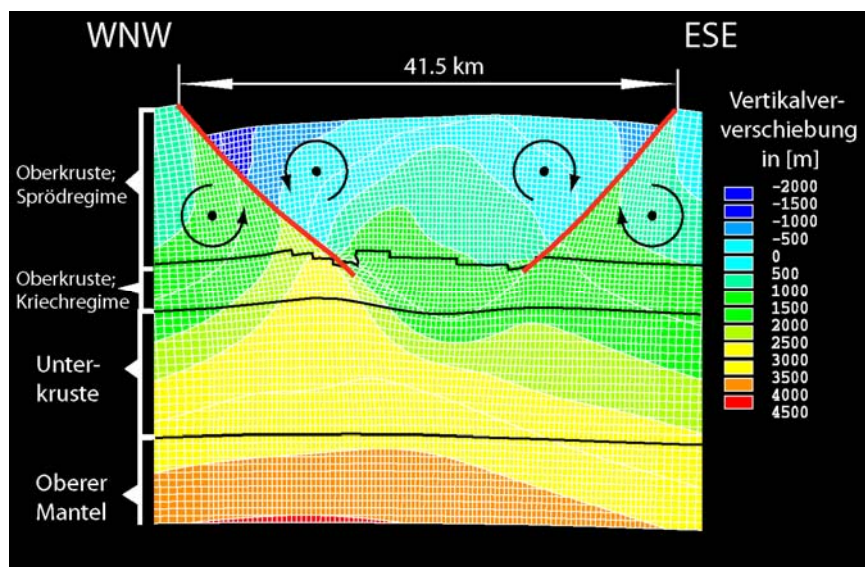


Abb. 6.11: Ausschnitt aus dem Strukturmodell mit planaren Randstörungen: Plot der Vertikalverschiebungen nach 6.5 km horizontaler Extension; rote Farbe: Hebung, blaue Farbe: Subsidenz; Kreise: Rotationsbewegungen von Hangendem und Liegendem in der Oberkruste; Plot nicht vertikal überhöht.

Die Geschwindigkeiten an den Modellseiten variieren von Simulation zu Simulation, um die gleiche Extension von 6.5 km in allen Modellierungen zu erreichen. Die Höhe der Geschwindigkeit nimmt Einfluß auf die äquivalenten Spannungen im Kriechregime. Die Differenzen zwischen den Geschwindigkeiten sind allerdings zu gering, um die integrierte Festigkeit im Kriechregime und die Tiefenlage der Spröd-viskos-Grenze im Kontinuum zu ändern. Die Tiefe des Spröd-viskos-Übergangs ist nur von den thermischen und rheologischen Verhältnissen abhängig.

Beobachtungen in der thermischen Berechnung

Der konduktive Wärmetransport hält mit der Advektion Schritt. Laterale Temperaturunterschiede durch eine differentielle Vertikalbewegung benachbarter Einheiten werden durch die Konduktion glättet. Auch in Unterkruste und Mantel bleibt trotz Abnahme der Wärmeleitfähigkeit mit der Tiefe die Konduktion der dominierende Wärmetransportprozeß. Die Isothermen verlaufen somit über die Störungen und die Mohotopographie horizontal hinweg (Abb. 6.12).

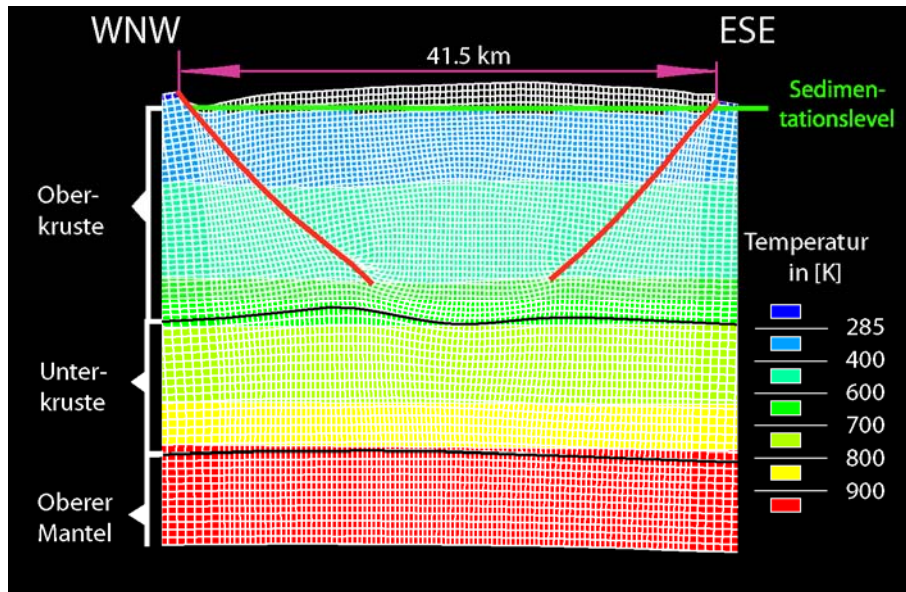


Abb. 6.12: Ausschnitt aus dem Temperaturmodell mit planaren Randstörungen: Plot des Temperaturfeldes nach 6.5 km horizontaler Extension; rote Farbe: hohe Temperaturen, blaue Farbe: niedrige Temperaturen. Deaktivierte Elemente sind mit schwarzer Flächenfarbe dargestellt. Nur Elemente, die vollständig unter dem Sedimentationslevel (grüne Linie) liegen, werden in die Temperaturkalkulation einbezogen. Plot nicht vertikal überhöht.

Eine Dehnung führt zur Abnahme der radiogenen Wärmeproduktion. In Verbindung mit der Diffusion thermischer Energie entfaltet sie eine kühlende Wirkung in der Modellithosphäre. Tiefere Kruste und Mantel in der Grabensäule erfahren die höchsten Aufwärtsbewegungen und somit die stärkste Abkühlung in der Größenordnung von 20 bis 40 °C nach Ende einer Simulation. In der mittleren und oberen Kruste sind die Temperaturen aufgrund der geringeren Vertikalverschiebungen und dem wärmestauenden Effekt der Grabensedimente annähernd konstant.

6.3.3 Unterschiede zwischen planarem und listrischem Störungsverlauf

Für beide Störungsgeometrien findet während der Simulation eine Verlagerung der 'Sprödduktil'-Grenze zu größeren Tiefen statt. Es erfolgt ein Abbruch und Neustart der Modellierungen mit veränderter Tiefenerstreckung der Kontaktelemente. Sprödhafes Verformungsverhalten in Unterkruste und Mantel tritt nicht auf. Die Beobachtungen beziehen sich auf die Simulationen mit der modifizierten Störungskonfiguration.

- Verformungsverteilung (Abb. 6.13)

Die Störungsgeometrie beeinflusst maßgeblich die Verformungsverteilung im Modell. Im Spröddregime (< 13 km) liegt nennenswerte Deformation nur im Grabenblock vor. Dort verursachen planare Verwerfungen höhere Verformungsbeträge. Es treten Zonen erhöhter Verformung zwischen ihrem unteren Ende und den Orten stärkster Krümmung der antithetischen Flexuren an der Modelloberfläche auf (Abb. 6.13a). Sie fallen entgegengesetzt zu den Randstörungen ein. Bei listrischer Geometrie sind diese Zonen nicht ausgebildet (Abb. 6.13b).

Im Kriechregime der tieferen Oberkruste (13 bis 18 km) erzeugen listrische Störungen höhere Verformungen (vgl. grün gefärbte Flächen mit $\epsilon_e > 30\%$ in Abb. 6.13a und 6.13b). Die westliche Randverwerfung projiziert als eine enge Zone erhöhter Verformung bis in die

oberste Unterkruste des Riftaxialbereichs. Bei planarer Geometrie erreicht die Gesamtverformung $\epsilon_e > 30\%$ lediglich das Top der Unterkruste.

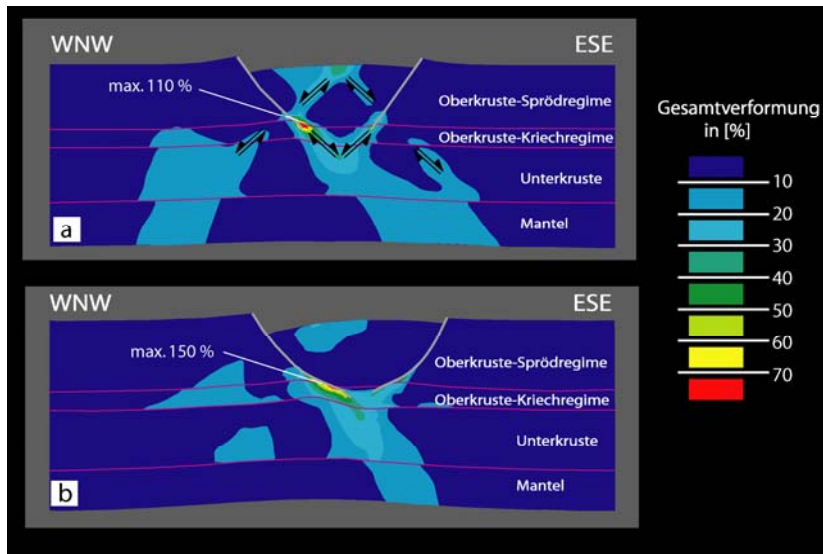


Abb. 6.13: Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%] nach 6.5 km horizontaler Extension; Grabenbreite von 41.5 km als Maßstab, Plots nicht vertikal überhöht.

- a. für planare Geometrie der Randstörungen mit konjugiertem Scherzonenset.
- b. für listrische Geometrie der Randstörungen.

In Unterkruste und Mantel (> 18 km) sind für planare Störungen diffuse Zonen erhöhter Verformung erkennbar. In Kombination mit den Randverwerfungen und den Zonen stärkerer Interdeformation im Graben sind sie Teil eines konjugierten Scherzonensets, welches über die gesamte Modelltiefe in unterschiedlicher Intensität entwickelt ist (Abb. 6.13a). Für eine gekrümmte Störungsgeometrie wird ein solches Muster aufgrund der Verformungskonzentration unter den Grabenblock nicht beobachtet (Abb. 6.13b).

Die maximalen Verformungsbeträge treten je nach Störungsgeometrie an unterschiedlichen Lokalitäten auf. Bei planaren Störungen befinden sich diese am und über dem unteren Ende beider Randstörungen. Bei listrischen Verwerfungen sind die Verformungsspitzen ebenfalls am unteren Störungsende, aber im Liegenden ausgebildet.

Die Verlagerung der 'Sprödduktil'-Grenze zu größerer Tiefe tritt bei beiden Geometrien für die östliche und westliche Randverwerfung auf. Die östliche Randstörung erreicht mit der Einstellung der maximalen Geschwindigkeitsrandbedingung beim Zeitschritt 200 Ta eine einheitliche Endtiefe von 14.0 km. An der Haupttrandverwerfung im Westen progradiert die Spröddeformation für eine listrische Geometrie auf ein tieferes Niveau zu einem früheren Zeitpunkt als für den planaren Fall (auf 16.0 km nach 0.4 Ma bzw. auf 15.5 km nach 0.7 Ma).

- Mohotopographie (Abb. 6.14)

Die maximale Mohoaufwölbung ist bei listrischer Geometrie höher (3350 m gegenüber 3000 m). Die Distanz, über die die Moho um einen diskreten Betrag angehoben wird, ist aber geringer als im planaren Fall. Wird beispielsweise die 2000m-Linie gleicher Hebung als Vergleichsmaßstab verwendet, liegen die Schnittpunkte dieser Linie mit der Moho für listrische Störungen um ca. 25 km näher zusammen. Eine gekrümmte Geometrie beider Randstörungen führt folglich zu einem höheren Mohouplift mit einer kleineren Wellenlänge.

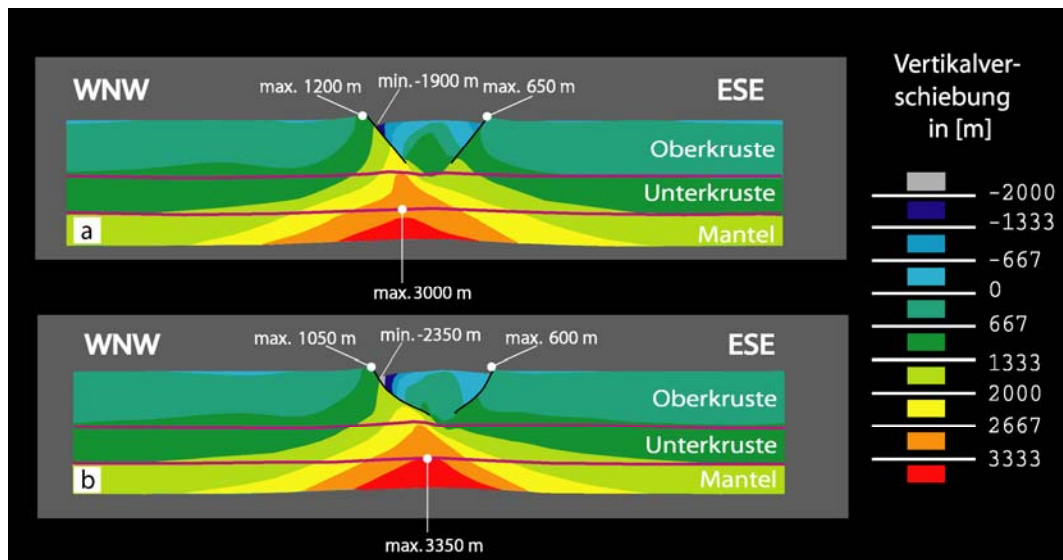


Abb. 6.14: Vertikalverschiebung in [m] nach 6.5 km horizontaler Extension; Grabenbreite von 41.5 km als Maßstab; Plots nicht vertikal überhöht.

- a. für planare Geometrie der Randstörungen.
- b. für listrische Geometrie der Randstörungen.

- Subsidenzverteilung und Akkommodationsraum (Abb. 6.14)

Die Beckentiefe ist für listrische Störungen zwischen der westlichen Randverwerfung und dem Riftzentrum höher. An der Hauptstörung im Westen ist der Unterschied maximal mit ca. 450 m (2350 m gegenüber 1900 m). In der Grabenmitte beläuft sich der Unterschied noch auf 100 bis 200 m. Nur an der östlichen Randverwerfung ist für den listrischen Tiefenverlauf die Beckentiefe etwas geringer (650 m gegenüber 850 m). Der Akkommodationsraum ist in der Folge für listrische Störungen höher als für den planaren Fall (32 km² zu 27 km²).

Die Lokaltäten höchster Subsidenz und seichtester Moholage sind für beide Störungsgeometrien lateral gegeneinander versetzt. Die seichteste Moholage findet sich jeweils unter dem maximalen Tiefgang der westlichen Randstörung. Da die listrischen Randstörungen durchschnittlich ein geringeres Einfallen aufweisen, befindet sich der maximale Mohouplift für diese Geometrie der Riftachse näher als bei einer planaren Störung.

- Hebung der Grabenschultern (Abb. 6.14)

Beide Grabenschultern sind bei listrischer Störungsgeometrie niedriger (im Westen 1050 m zu 1200 m; im Osten 600 m zu 650 m). Dieser Einfluß auf die Hebungsbeträge im flachkrustalen Bereich ist konträr zu den Vertikalbewegungen an der Moho, welche bei listrischer Störungsgeometrie höher sind. Die Einflußumkehr findet im Kriechregime der tiefen Oberkruste zwischen 13 und 18 km statt. Dort erreichen die Farbverläufe für die Vertikalverschiebungen > 1333 m (hellgrün) bzw. > 2000 m (gelb) im Liegenden nicht die Randstörungen, wenn die Schwächezonen listrisch geformt sind (Abb. 6.14). Bei planaren Randstörungen treten in ihrem Liegenden zwischen 13 und 18 km Tiefe dagegen bis zu 200 m höhere Vertikalbewegungen auf. Sie entsprechen ungefähr der maximalen Differenz in der Anhebung der Grabenschultern zwischen beiden Störungsgeometrien.

Zusammenfassung der Beobachtungen

Die listrische Störungsgeometrie verursacht bei einer Grabenstruktur gegenüber ebenen Störungen:

- a. größerer Tiefgang der Randstörungen
- b. kleinere Breite der Mohoaufwölbung
- c. seichtere Moholage
- d. geringere Schulteranhebung
- e. höherer Akkommodationsraum und größere Beckentiefe
- f. geringere Interndeformation des Grabenblocks

Die Variation des Kontrollfaktors Störungsgeometrie ändert den Tiefgang der Randstörungen. Dieser wird ferner durch den jeweiligen Reibungskoeffizienten kontrolliert und nimmt mit dessen Abnahme zu. Somit stellen die Punkte a bis f die kombinierte Auswirkung der drei Steuerparameter Reibungskoeffizient, Geometrie und Tiefgang der Störungen und auf die Struktur- und Beckenentwicklung des ORG dar.

6.3.4 Modifikation der Modellierungsvorgaben

Um den kombinierten Einfluß der drei Kontrollfaktoren Störungsgeometrie, Reibungskoeffizient und Störungstiefgang weiter zu erhellen, werden die Modellierungsvorgaben abgeändert. Die östliche Randverwerfung wird für beide Störungsgeometrien aus dem FE-Modell entfernt, alle anderen Vorgaben aus Tabelle VI.4 bleiben bestehen. Das FE-Modell wird der Extension unterworfen, so daß nach Entfernen der Geschwindigkeitsrandbedingung der horizontale Versatz des Referenzknotens im Liegenden der Hauptrandverwerfung (Lage siehe Abb. 6.5b) einen Betrag von ca. 4 km aufweist. Dieser Wert entspricht der horizontalen Translation des gleichen Knotens in den Grabenmodellen.

- Verformungsverteilung (Abb. 6.15)

Änderungen gegenüber dem Grabenmodell treten im Kriechregime der tieferen Oberkruste (> 13 km) und der Unterkruste auf. Dort verursacht nun eine planare Störungsgeometrie eine geringfügig stärkere Tiefenprojektion (vgl. hellblau gefärbte Flächen mit $\epsilon_e > 20\%$ in Abb. 6.15a und 6.15b). Im Grabenmodell trifft diese Beobachtung für listrische Störungen zu (vgl. Abb. 6.15c und 6.15d). Das Verformungsmuster für planare Randstörungen aus dem Grabenmodell ist nicht erkennbar.

Die Entnahme der zweiten Randverwerfung hat in Bezug auf die Entwicklung der 'Sprödduktil'-Grenze für die jeweilige Störungsgeometrie gegenteilige Konsequenzen. Bei planarer Störung wird im Gegensatz zum Grabenmodell zu einem früheren Zeitpunkt eine größere Tiefe lokalisierter Spröddeformation erreicht (auf 15.5 km nach 0.4 Ma). Bei einer listrischen Verwerfung geschieht dies später zu geringerer Tiefe hin (auf 15 km nach 0.75 Ma).

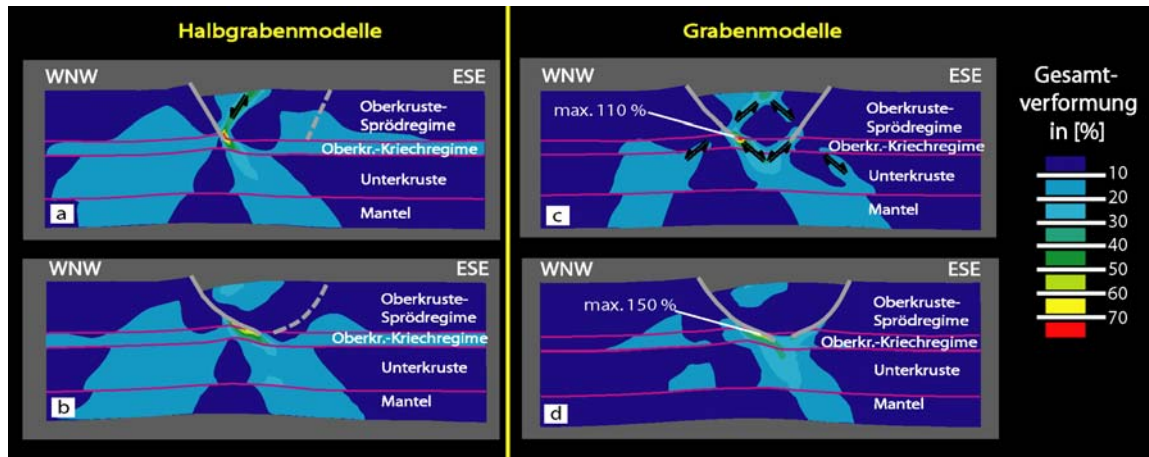


Abb. 6.15: Vergleich der äquivalenten Gesamtverformung ϵ_e in [%] für Halbgraben- und Grabenmodelle in Abhängigkeit von der Störungsgeometrie; Grabenbreite von 41.5 km als Maßstab; Plots nicht vertikal überhöht.

- a. Halbgraben mit planarer Geometrie der Randstörung.
- b. Halbgraben mit listrischer Geometrie der Randstörung.
- c. Graben mit planarer Geometrie der Randstörungen und konjugiertem Scherzonenset.
- d. Graben mit listrischer Geometrie der Randstörungen.

Abb. 6.15c und 6.15d sind identisch mit Abb. 6.13a und 6.13b; in Abb. 6.15a und 6.15b Verlauf der deaktivierte östlichen Randstörung gestrichelt dargestellt.

- Mohotopographie (Abb. 6.16)

Die maximale Mohoaufwölbung ist wie im Grabenmodell bei listrischer Störungsgeometrie höher (2900 m gegenüber 2700 m). Der Differenzbetrag beläuft sich allerdings für einen Halbgraben auf nur 200 m anstatt 350 m. Der wesentliche Unterschied zum Grabenmodell liegt in der Distanz, über die die Moho um einen diskreten Betrag angehoben wird. Wird wiederum die 2000 m-Linie gleicher Hebung als Vergleichsmaßstab verwendet, liegen die Schnittpunkte dieser Linie mit der Moho nun für eine listrische Störung um ca. 15 km weiter auseinander. Eine listrische Störungsgeometrie führt folglich zu einem höheren Mohoulift mit einer größeren Wellenlänge, wenn ein Halbgraben vorliegt.

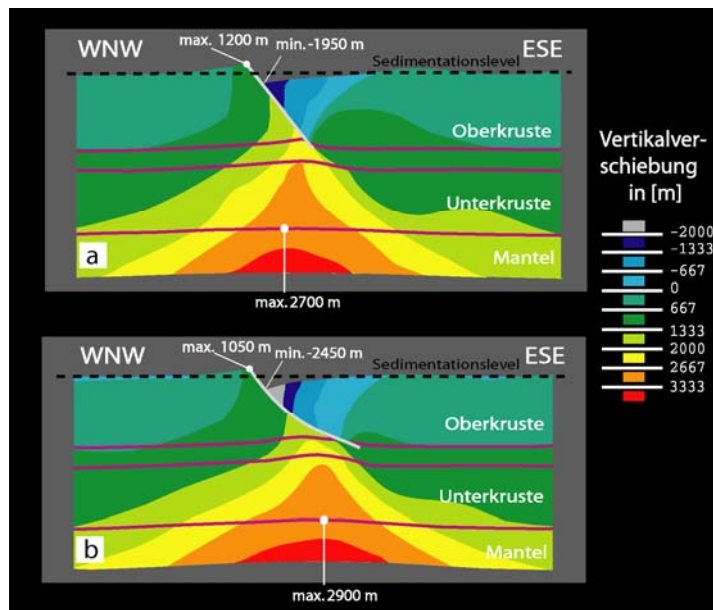


Abb. 6.16: Vertikalverschiebung in [m] nach horizontaler Translation des Referenzknotens (lila) von 4 km. Plots nicht vertikal überhöht.

- a. für planare Geometrie der Randstörungen.
- b. für listrische Geometrie der Randstörungen.

- Subsidenzverteilung und Akkommodationsraum (Abb. 6.16)
Maximale Beckentiefe und Akkommodationsraum sind wiederum bei listrischer Störungsgeometrie höher (2450 m gegenüber 1950 m; 18 km² zu 13 km²). Der Unterschied in der Größe des Akkommodationsraumes von 5 km² aus dem Grabenmodell bleibt trotz der nun größeren Tiefenerstreckung der planaren Störung auch für eine Halbgrabenstruktur bestehen.
- Hebung der Grabenschulter (Abb. 6.16)
Die westliche Grabenschulter ist analog zum Grabenmodell bei listrischer Störungsgeometrie niedriger (1050 m zu 1200 m). Damit liegt auch bei Halbgrabenstrukturen eine Einflußumkehr in den Vertikalbewegungen vor. Einer höheren Mohoaufwölbung steht die geringere Anhebung der Grabenschultern gegenüber als wenn planare Störungen verwendet werden.

Zusammenfassung der Beobachtungen

Die Tabelle VI.5 faßt die wesentlichen Unterschiede für Graben- und Halbgrabenstrukturen zusammen, wenn die planaren Schwächezonen durch listrischen Störungen ersetzt werden.

Tabelle VI.5: Unterschiede in den Untersuchungsschwerpunkten zwischen Graben und Halbgraben, wenn anstatt planarer Störungen die Verwerfungen listrisch sind.

	Halbgrabenmodell	Gabenmodell
a	kleinerer Tiefgang der Störung	höherer Tiefgang der (Hauptrand)störung
b	höhere Breite der Mohoaufwölbung	geringere Breite der Mohoaufwölbung
c	seichtere Moholage	seichtere Moholage
d	geringere Schulteranhebung	geringere Schulteranhebung
e	höherer Akkommodationsraum, größere Beckentiefe	höherer Akkommodationsraum, größere Beckentiefe
f	geringere Interndeformation des Hangenden	geringere Interndeformation des Grabenblocks

Als tendenzielle Änderungen gegenüber den Grabenmodellen ergeben sich ein kleinerer Störungstiefgang und höhere Breite der Mohoaufwölbung (Punkte a und b). In den Punkten c bis f liegt keine Trendumkehr zwischen Graben- und Halbgrabenmodellen vor. Für listrische Störungen ist die Schulteranhebung um den gleichen Betrag kleiner und die Beckentiefe um denselben Betrag höher als für den planaren Fall. Die Addition einer zweiten Randstörung hat folglich keine Auswirkungen auf die Vertikalverschiebungen von Graben und Schulter an der anderen Riftflanke. In Bezug auf die maximale Mohoaufwölbung bewirkt die Erweiterung zu einem Grabenmodell, daß sich der Unterschied zwischen der listrischen und der planaren Störungsgeometrie weiter vergrößert. Eine Interaktion zwischen den tektonischen Vorgängen an beiden Randstörungen ist demnach vornehmlich in größeren Tiefen und für listrische Störungsgeometrien gegeben.

Die Arbeitshypothese berücksichtigt nicht den Einfluß der Störungsgeometrie auf die Vertikalbewegungen von Graben, Moho und Schultern. Die Beobachtungen an Halbgraben- und Grabenstrukturen belegen, daß diese Einflußnahme quantitativ bedeutsam ist und teilweise konträr zu den Vorhersagen der Arbeitshypothese verläuft. In diesem Sinne sticht besonders die höhere Beckensubsidenz trotz des kleineren Störungstiefgangs hervor, wenn bei einer Halbgrabenstruktur eine listrische Störungsgeometrie vorliegt (Punkte a und e). Es bedarf im folgenden die Entwicklung von Erklärungsansätzen für die Auswirkungen unterschiedlicher Störungsgeometrien auf die Riftarchitektur bei Halbgräben und Gräben.

6.3.5 Fazit aus den Beobachtungen

6.3.5.1 Progradation der Störungen zu größeren Tiefen

Es wird während den Simulationen die einheitliche Tiefenlage der Spröd-viskos-Grenze beseitigt, die für Kontakt- und Kontinuumsselemente zu Modellierungsbeginn festgelegt wurde. Der Tiefgang einer Randstörung wird vorrangig durch ihren Reibungskoeffizienten bestimmt und nimmt mit dessen Abnahme zu. Die Störungsgeometrie tritt als ein sekundärer Einflußfaktor auf und modifiziert diesen Zusammenhang geringfügig um ± 0.5 km.

Die Progradation einer Störung zu einer größeren Tiefe vollzieht sich wesentlich mit dem Erreichen der maximalen Geschwindigkeitsrandbedingung nach ca. 200 Ta. Sie ist auf eine viskose Härtung infolge lokal erhöhter Verformungsraten am unteren Ende der Störungen zurückzuführen. Ein thermisch bedingter Einfluß auf den Störungstiefgang besteht nicht, weil die Temperaturen in der mittleren Kruste während der Simulationsdauer konstant bleiben.

In einer Halbgrabenstruktur ist der seichtere Tiefgang einer listrischen Störung auf ihre geringere Tiefenprojektion zurückzuführen. Der Bereich hoher Verformungskonzentration beschränkt sich auf das Liegende über ihrem unteren Störungsende. Die Tiefenprojektion einer planaren Störung ist durch die Verformungskonzentration im Hangenden und am unteren Störungsende etwas ausgeprägter, sodaß ihre Tiefenerstreckung durch die viskose Härtung und Übergang zu sprödhafem Materialverhalten etwas höher ist.

Die Einbindung der zweiten Randverwerfung erzeugt nun eine größere Tiefenerstreckung der Hauptstörung, wenn listrische Grabenbegrenzungen vorliegen (Punkt a in Kap. 6.3.4). Im Kriechregime der tiefen Oberkruste führt ihre enge räumliche Nachbarschaft zu einer in der Summe höheren Verformung und Verformungsrate als für planare Störungen. Die lokale Zunahme der Verformungsrate geht mit einer viskosen Härtung und anschließendem Übergang zur Spröddformation in der Tiefenfortsetzung der Randverwerfungen einher.

6.3.5.2 Vertikalbewegungen in einer Halbgrabenstruktur

Die Modellierungen von Halbgrabenstrukturen helfen, Erklärungsansätze für den Einfluß verschiedener Störungsgeometrien auf die Riftarchitektur zu entwickeln.

Der Versatz einer planaren Störung ist auch im Bereich ihres unteren Störungsendes dominant vertikal. Die aufwärts gerichteten isostatischen Ausgleichsbewegungen aus größeren Tiefen projizieren sich ohne wesentliche Abschwächung in das Liegende über dem unteren Störungsende (Abb. 6.16a). Sie dämpfen die Subsidenz in dem vertikal darüber befindlichen Riftbecken und führen zu einer größeren Schulterhöhe. Entlang einer listrischen Störung nimmt der Versatz zu größeren Tiefen eine bedeutende horizontale Komponente an. Die isostatischen Ausgleichsbewegungen werden zu geringeren Werten als bei planaren Störungen in das seichte Krustenniveau übertragen. Das Riftbecken ist folglich tiefer und die Schulter niedriger.

Die höheren Vertikalverschiebungen im Liegenden planarer Randverwerfungen sind vor allem im oberkrustalen Kriechregime zwischen 13 und 18 km augenfällig. Vermutlich akkommodiert dort das fließfähige Substrat wesentlich den Versatz an der planaren Verwerfung, indem ein lateraler Massentransfer in den Liegendblock stattfindet. Die Unterschiede in den Vertikalverschiebungen

zwischen beiden Störungsgeometrien sind damit an die thermisch-rheologischen Rahmenbedingungen in der Modellithosphäre geknüpft und nicht verallgemeinerungsfähig. Dennoch kann der generalisierten Aussage aus geometrischen Bilanzierungen und kinematischen rifting-Modellen widersprochen werden, daß eine steiler einfallende Störung eine höhere Subsidenz in ihrem Hangenden verursacht (vgl. KUSZNIR et al., 1987; WEISSEL & KARNER, 1989; GROSHONG, 1996).

In Bezug auf die Mohotopographie entsprechen die Beobachtungen der Prognose der Arbeitshypothese. Durch ihren geringeren Tiefgang ruft die listrische Störung eine breitere und höhere Mohoaufwölbung hervor als eine planare Verwerfung.

6.3.5.3 Vertikalbewegungen in einer Grabenstruktur

Die Beobachtungen der Untersuchungsschwerpunkte weisen auf eine erheblich stärkere Interaktion der strukturellen Abläufe zwischen beiden Grabenflanken hin, wenn die Randstörungen eine listrische Geometrie aufweisen.

Mohotopographie und Anhebung der Schultern

Die Arbeitshypothese sagt eine geringere Anhebung der Moho bei einer kleineren Breite der Aufwölbung vorher, wenn der Störungstiefgang wächst. Bei Ergänzung zu einer Grabenstruktur durch eine zweite listrische Störung reichen die Verwerfungen tiefer als dies bei Addition einer planaren Störung der Fall ist. Dennoch wird im Riftaxialbereich eine höhere Mohoaufwölbung mit kleinerer Wellenlänge hervorgerufen (Punkte b und c in Kap. 6.3.4). Es kommt hierin die stärkere Interaktion listrischer Randverwerfungen unter dem Grabenblock zum Ausdruck. Zwischen den nahen Störungsenden ergibt die Addition der isostatischen Ausgleichskräfte die seichtere Moholage. Im Gegensatz hierzu sind die Ausgleichskräfte bei planaren Grabenbegrenzungen verstärkt lateral unter Schulter und Graben verteilt.

Die stärkere Interaktion listrischer Randstörungen im Riftaxialbereich hat aufgrund der hohen initialen Riftbreite von 35 km keine Auswirkung auf die Anhebung der Grabenflanken. Gemäß dem Erklärungsansatz für die Vertikalbewegungen in Halbgräben bleiben die Schultern für den listrischen Fall niedriger.

Akkommodationsraum und Subsidenzverteilung

Bei planaren Störungen besteht nahezu kein Zusammenspiel zwischen den Extensionszentren an den Grabenflanken. Die antithetischen Zonen hoher Verformung interferieren in der Grabenmitte nur unmittelbar an der Präriftoberfläche (Abb. 6.13a). Zwischen ihnen stellt der Riftaxialbereich ihr Liegendes dar, das einer bedeutenden Hebung unterliegt (Abb. 6.14a). Die Präriftoberfläche in der Grabenmitte sinkt in der Folge nur bis ca. 200 m während der Extension ab.

Die intensive vertikale Kopplung strukturmechanischer Prozesse besteht nicht für den listrischen Fall. Der Grabenblock agiert als ein Hangendes beider Störungen. Im Riftzentrum treten höhere Subsidenzbeträge bis ca. 400 m auf, weil die westliche Randstörung tiefer reicht. Mit der gegenüber planaren Störungen deutlich erhöhten Subsidenz im Westen resultiert daraus ein höherer Akkommodationsraum für listrische Störungen.

Die Asymmetrie der Beckenstruktur wird in den Modellierungen durch unterschiedliche Reibungskoeffizienten hervorgerufen. Als ein Maß für die Asymmetrie kann der Unterschied zwischen

der Subsidenz an der westlichen Störung und der an der östlichen Schwächezone aufgefaßt werden. Bei listrischen Grabenbegrenzungen ist diese Asymmetrie mit einer Differenz von 1700 m höher als für ebene Schwächezonen (1150 m). Dementsprechend übt der Unterschied in den Reibungskoeffizienten einen bedeutenderen Einfluß auf die Beckensubsidenz und das flachkrustale Strukturbild aus, wenn gekrümmte Störungsverläufe vorliegen.

Ursache für die Unterschiede in der Asymmetrie des Riftbeckens ist die sehr geringe Subsidenz an der östlichen Grabenflanke für den listrischen Fall. Sie unterschreitet den Absenkungsbetrag, der bei einer planaren Randstörung dort auftritt. Diese Beobachtung ist nicht durch den für eine Halbgrabenstruktur entwickelten Erklärungsansatz abgedeckt, welcher eine höhere Absenkung an einer listrischen Störung vorsieht. Es müssen deshalb weitere Prozesse an der Gestaltung des flachkrustalen Strukturbildes beteiligt sein, die aus der Interaktion zwischen der Extension an den listrischen Grabenrandstörungen resultieren. Die Erfassung dieser Prozesse ist der Zielaspekt weiterer Parametervariationen, bevor die Ermittlung einer best fit-Geometrie für die Randstörungen des ORG durchgeführt werden kann.

Einbindung des Vergleichsdatensatzes

Die behandelte Kombination der drei Steuerparameter Einfallswinkel, Störungsgeometrie und Reibungskoeffizient erreicht sowohl für listrische als auch für planare Randverwerfungen nicht die Vorgaben des Vergleichsdatensatzes (Kap. 6.1.4). Es tritt jeweils eine Unterschätzung in Bezug auf den Mohouplift, die maximale Beckensubsidenz und die Hebung der östlichen Grabenschultern auf. Diese Kennwerte sind bei Verwendung einer listrischen Geometrie den Vergleichskriterien näher als bei ebenen Schwächezonen.

Durch die vollständige Akkommodation der horizontalen Extension an beiden Randverwerfungen verflachen sich diese in ihrem oberflächennahen Einfallen signifikant. Die Haupttrandverwerfung rotiert unabhängig von der Störungsgeometrie oberflächennah um 10 bis 15° zu kleineren Einfallswinkeln von ca. 50°. Die östliche Randverwerfung zeigt eine Verflachung von ungefähr 10° auf Winkel um 55°. Die Verwendung rezenter Störungsgeometrien als die Konfiguration zu Modellierungsbeginn ist demnach für die gewählte Kombination der Steuerparameter nicht gestattet.

6.4 Einfluß der Reibungskoeffizienten

6.4.1 Modellierungsvorgaben

Geometrie und Tiefgang der Randstörungen sowie der Unterschied in ihren Reibungskoeffizienten sind nach der in Kap. 6.3 gewählten Kombination wesentliche Einflußfaktoren auf die Vertikalbewegungen und das Strukturbild des Rifts. Im folgenden wird untersucht, wie sich die Einflußnahme für die Variation der Reibungskoeffizienten entwickelt. Ihre Änderung läuft in zwei Szenarien ab:

- Szenario 1: Änderung der Reibungskoeffizienten von Simulation zu Simulation, Differenz zwischen den Koeffizienten in allen Simulationen konstant
- Szenario 2: Änderung der Reibungskoeffizienten mit variabler Differenz von Simulation zu Simulation + Verformungslokalisation im Kontinuum

Die spiegelbildliche Anordnung der Störungen wird zunächst beibehalten. Die Vorgaben in Bezug auf Kriechparameter sowie Temperaturverteilung bleiben ebenfalls unverändert (Tabelle VI.6). Daraus resultiert wiederum eine anfängliche Tiefenerstreckung beider Randstörungen von 13 km.

Die Modellierungen des Kap. 6.3 zeigen, daß listrische Störungen den Einfluß unterschiedlicher Reibungskoeffizienten auf die Asymmetrie der Beckenstruktur verstärken. Es wird deshalb, soweit nicht anders erwähnt, ein listrischer Tiefenverlauf gewählt, um die Konsequenzen aus der Variation der Reibungskoeffizienten auf die Subsidenzentwicklung zu maximieren. Mit dieser Maßnahme werden zudem die Modellierungsergebnisse um den Einflußfaktor Störungsgeometrie reduziert.

Tabelle VI.6: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn

Störungsgeometrie der Randverwerfungen	scheinbare Reibungskoeffizienten	Kriechparameter/Temperatur	initiale Tiefenerstreckung der Randverwerfungen
listrisch	- Koeffizientendifferenz konstant 0,2 west. Stör. / öst. Stör. 0.02 / 0.2 0.1 / 0.3 0.2 / 0.4 0.3 / 0.5 0.45 / 0.65	Kriechparameter: Oberkruste (OK): <u>Fels. Granulit</u> Unterkruste (UK): <u>Anorthosit</u> Temperatur: Wärmefluß Moho = 30 mW/m ² ergibt: - Wärmefluß EOF = 75 mW/m ² - Temp. Grenze OK/UK = 450 °C Temp. Moho = 670 °C	13 km
listrisch ↔ planar	- Koeffizientendifferenz variabel + Verformungsschwächung west. Stör. / öst. Stör. 0.2 / 0.4 0.3 / 0.4 0.2 / 0.3		

Der Tiefgang der Randstörungen ist vom jeweiligen Reibungskoeffizienten abhängig. Die Auswirkungen der Parametervariation auf die Untersuchungsschwerpunkte resultieren damit aus der Änderung zweier Steuerparameter. Um die individuellen Auswirkungen der einzelnen Kontrollfaktoren zu erfassen, wird eine weitere Simulationsreihe erschlossen, in der der Störungstiefgang auf 13 km fixiert wird. Durch diese Vorgehensweise wird der funktionale Zusammenhang zwischen Reibungskoeffizient und Tiefenerstreckung einer Störung aufgelöst und die Auswirkungen in dieser Modellierungsreihe sind das Ergebnis einzig aus der Variation des Reibungskoeffizienten.

6.4.2 Szenario 1

Die Reibungskoeffizienten auf beiden Störungen werden von Modelldurchlauf zu Modelldurchlauf modifiziert. In jedem Durchlauf bleiben die Koeffizienten zeitlich unverändert. Die westliche Randverwerfung besitzt in allen Simulationen einen um 0.2 niedrigeren Reibungskoeffizienten.

6.4.2.1 Beobachtungen am FE-Modell

Für einige Simulationen erfolgt eine Verlagerung der 'Spröd-duktil'-Grenze zu größeren Tiefen, so daß Abbrüche und Neustarts der Modellierungen mit veränderter Tiefenlage der Kontaktelemente durchgeführt werden. Eine sprödhafte Materialreaktion in Unterkruste und Mantel tritt nicht auf.

- Verformungsverteilung (Abb. 6.17)

Zu niedrigeren Reibungskoeffizienten vollzieht sich ein signifikanter Transfer von raumgreifender Verformung über die gesamte Profilfläche zu diskretem Versatz entlang der Störungen. Bei hohen Reibungskoeffizienten (0.45/0.65) treten Bereiche lokal erhöhter Verformung lediglich im Liegenden der westlichen Randverwerfung auf. Dort projiziert der obere Teil dieser Störung als eine planare Zone intensiver Verformung bis in das Kriechregime der Oberkruste (Abb. 6.17a). Die unteren Abschnitte beider Störungen zeigen keinerlei Aktivität während des gesamten Extensionsprozesses (Abb. 6.17d). Bei niedriger Scherfestigkeit ($< 0.2/0.4$) zeichnen sich dagegen die Störungen durch Reibungsgleiten und ausgeprägte Tiefenprojektion in ihrem Einfallen aus (Abb. 6.17b und 6.17c).

Zu kleineren Koeffizienten werden durch den Verformungstransfer auf die Störungen und in die Unterkruste die antithetischen Flexuren im Grabenblock in ihrer Geometrie betont. Die Zone erhöhter Verformung zieht in den Bereich maximaler Krümmung der Flexur nahe der Erdoberfläche zurück.

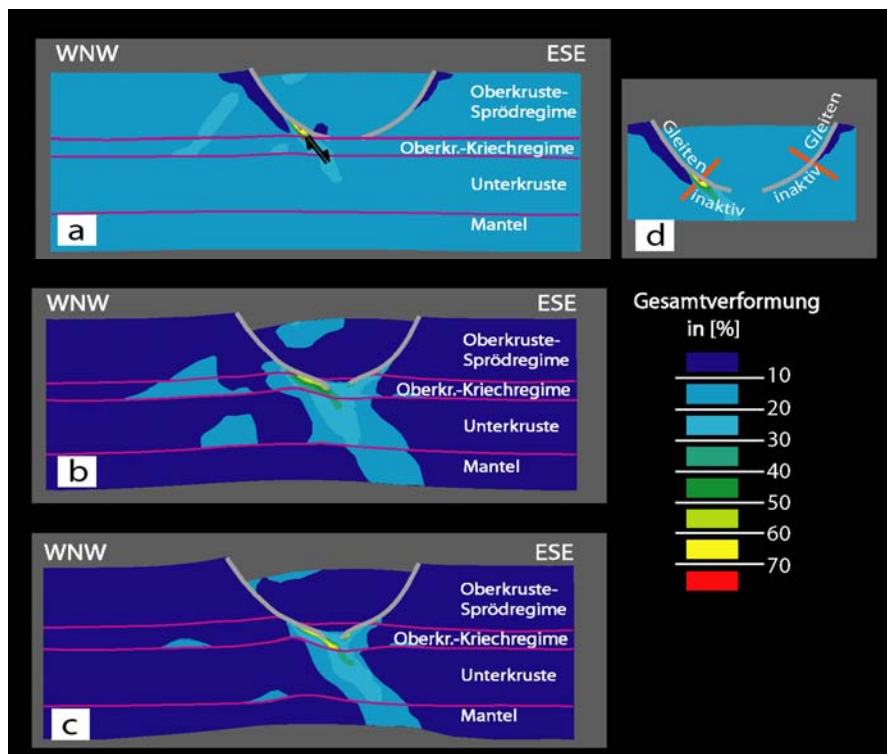


Abb. 6.17: Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%] nach 6.5 km horizontaler Extension; Grabenbreite von 41.5 km als horizontaler Maßstab; Plots nicht vertikal überhöht, Störungstiefgang jeweils veränderlich

während der Simulationen.

- a. für die Koeffizientenkombination 0.45/0.65.
- b. für die Koeffizientenkombination 0.2/0.4 (Abbildung identisch mit Abb. 6.13b).
- c. für die Koeffizientenkombination 0.02/0.22.
- d. Kinematisches Verhalten beider Randstörungen für die Koeffizientenkombination 0.45/0.65.

Die Tiefenerstreckung der Randverwerfungen nimmt mit höheren Koeffizienten ab (Abb. 6.18). Eine Verlagerung lokalisiert-spröder Deformation zu größeren Tiefen ist für beide Randstörungen auf Reibungskoeffizienten ≤ 0.4 beschränkt. Zu höheren Reibungswerten tritt eine Deaktivierung der unteren, flachen Störungsabschnitte auf, die deren Wanderung zu größeren Tiefen unterbinden. Die Entwicklung planarer Zonen erhöhter Verformung in ihrem Liegenden zeigt dagegen die zum äußeren Spannungsfeld bevorzugt gelegene Progradationsrichtung der Schwächezone an.

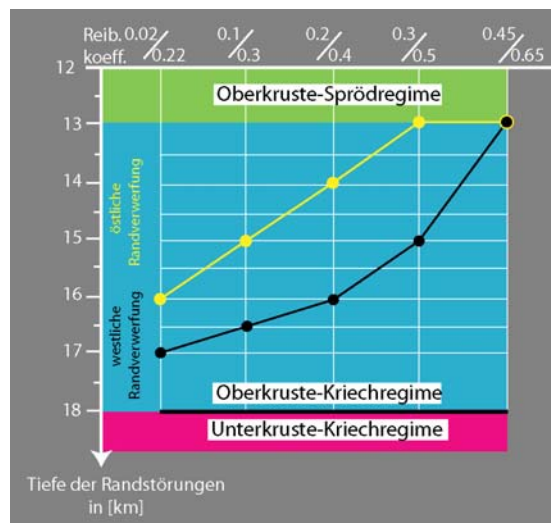


Abb. 6.18: Änderung des Tiefgangs beider Randstörungen in Abhängigkeit von der Höhe des Reibungskoeffizienten; Spröd-viskos-Grenze von 13 km in Kontinuumsmodellen entspricht Tiefenerstreckung der Randverwerfungen zu Modellierungsbeginn.

Die Ergebnisse in Bezug auf die folgenden Untersuchungsschwerpunkte werden für einen variablen und für einen unveränderten Tiefgang beider Randstörungen geschildert. Die Resultate beider Simulationsreihen konvergieren für die Koeffizientenkombination 0.45/0.65, weil für diese Werte keine Verlagerung der 'Spröd-duktil'-Grenze zu größeren Tiefen auftritt.

- Mohotopographie

Die Verlaufsmuster für die maximale Mohoaufwölbung und die Breite der Anhebung folgen der Vorhersage der Arbeitshypothese (Kap. 6.2). Die maximale Mohoaufwölbung nimmt für beide Simulationsreihen zu kleineren Koeffizienten um mehrere 100 m ab (mit variablem Tiefgang der Randstörungen von 3500 auf 2950 m, mit fixiertem Tiefgang auf 3300 m). Die Abnahme fällt erwartungsgemäß für die alleinige Variation der Reibungskoeffizienten etwas geringer aus als wenn eine zusätzliche Verformungslokalisierung durch einen größeren Störungstiefgang erlaubt wird. Der Gradient der Abnahme steigt für beide Modellreihen zu kleineren Reibungskoeffizienten an und führt zu einem nichtlinearen Funktionsverlauf.

Die Breite der Anhebung verzeichnet mit steigender Verformungslokalisierung (kleinere Koeffizienten + tiefer reichende Störungen) eine starke Abnahme durch die Reduktion der Ausgleichskräfte und ihre Zentralisierung unter das Rift (Abb. 6.19). Die seichteste Moholage wandert dabei von westlich der Grabenmitte unter den Riftaxialbereich. Die Topographie der

Kruste-Mantelgrenze nimmt somit eine zur Grabenmitte annähernd spiegelsymmetrische Konfiguration ein. Der Einfluß der Reibungskoeffizientendifferenz auf die Asymmetrie der Riftstruktur in der tieferen Kruste und lithosphärischen Mantel nimmt folglich zu höheren Koeffizienten hin bedeutend ab.

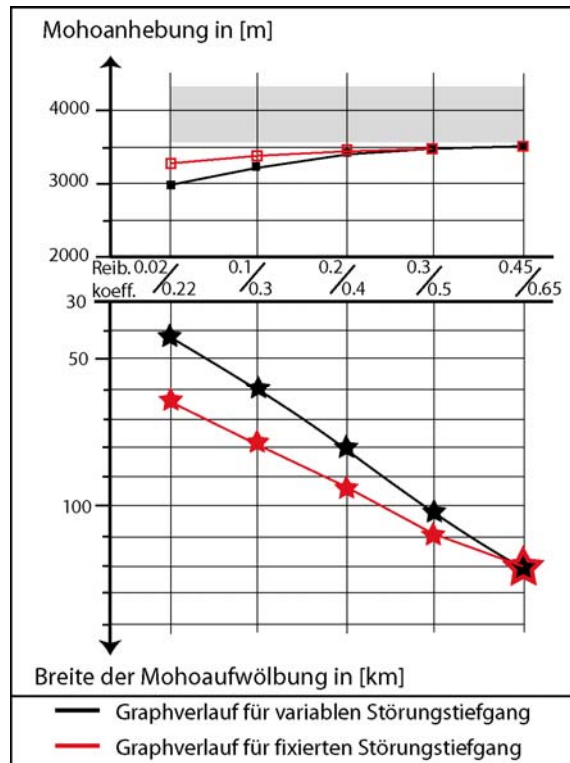


Abb. 6.19: Maximaler Mohouplift und Breite der Mohoaufwölbung als Funktion des Reibungskoeffizienten bzw. des Störungstiefgangs; Maßstab für die Breite der Anhebung: horizontale Distanz zwischen Schnittpunkte der Moho und der 2000m-Linie gleicher Anhebung; graues Rechteck: Vergleichskriterium für die Festlegung von best fit-Werten (Kap. 6.1.4).

- Akkommodationsraum und Subsidenzverteilung

Der Akkommodationsraum nimmt gemäß der Modellvorstellung mit fallenden Reibungswerten und tiefer reichenden Störungen zu (Abb. 6.20). Er strebt zu sehr niedrigen Koeffizienten ($\leq 0.1/0.3$) für beide Simulationsschienen Werten von ca. 42 km² bzw. 30 km² zu.

In Bezug auf die Subsidenzverteilung im Riftprofil unterscheiden sich beide Simulationsschienen signifikant. Bei Änderungen des Parameterkomplexes weisen die Graphen Extrema und Wendepunkte auf. Im Gegensatz hierzu liegen bei alleiniger Änderung des Reibungskoeffizienten streng monotone Funktionsverläufe vor (Abb. 6.21).

Wird die Tiefenerstreckung der Störungen als eine Funktion des Reibungskoeffizienten behandelt, so nimmt an der Hauptstörung im Westen die Subsidenz zu, wenn die Reibung auf der Störung sinkt (schwarze Linien in Abb. 6.21). Die Zunahme ist ausgehend von hohen Koeffizienten zunächst deutlich, die Absenkung strebt dann allerdings zu sehr geringen Koeffizienten ($\leq 0.1/0.3$) einem Grenzwert asymptotisch zu. An der östlichen Randverwerfung ist kein Zusammenhang zwischen der Höhe des Koeffizienten und der Subsidenz im Hangenden erkennbar. Es tritt bei der Kombination 0.2/0.4 ein Subsidenzminimum auf. Um das gleiche Wertepaar wird an der westlichen Grabenflanke eine starke Zunahme der Subsidenz verzeichnet. Die Differenz der Subsidenzen zwischen den Störungen und damit die Asymmetrie der Beckenstruktur ist für die Kombination 0.2/0.4 maximal. Eine Erniedrigung

der Reibung führt folglich bei einer Grabenstruktur zwar zu einer Zunahme des Akkommodationsraums, aber es werden nicht in allen Bereichen des Beckenprofils die Subsidenzbeträge erhöht.

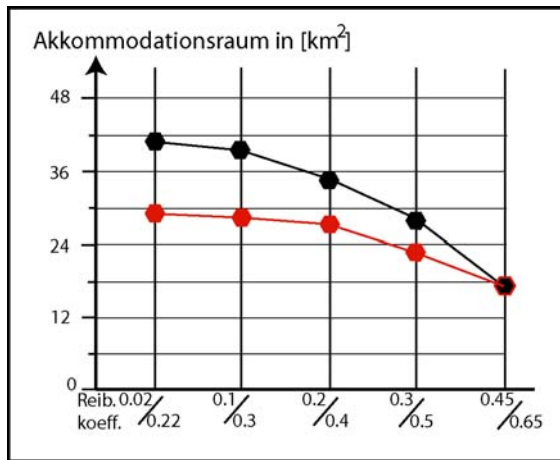


Abb. 6.20: Akkommodationsraum als Funktion des Reibungskoeffizienten für einen fixierten (rote Linie) und für einen veränderlichen (schwarze Linien) Tiefgang der beider Randverwerfungen.

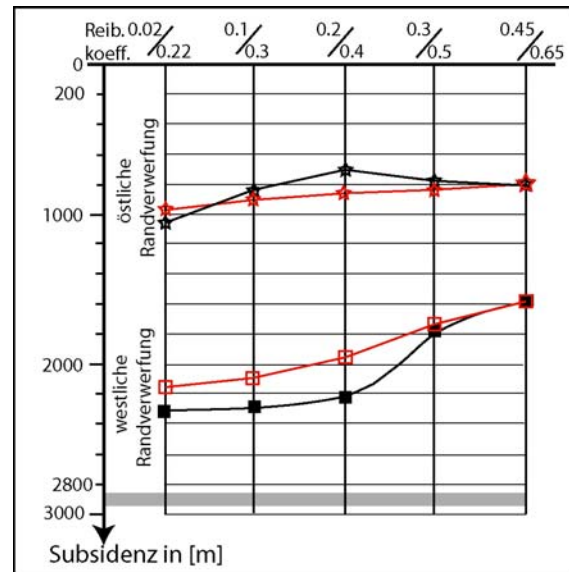


Abb. 6.21: Maximale Subsidenzen als Funktion des Reibungskoeffizienten für einen fixierten (rote Linien) und für einen veränderlichen (schwarze Linien) Störungstiefgang; graues Rechteck: maximale Subsidenz an der westl. Randstörung als Vergleichskriterium.

Wird die Tieferer Streckung der Störungen unveränderbar festgelegt, so nimmt die Subsidenz an beiden Randverwerfungen im gesamten Variationsintervall der Reibungskoeffizienten zu, wenn die Friktionskräfte auf den Störungen kleiner werden (Abb. 6.21). Weder ein Subsidenzminimum an der östlichen Randstörung noch eine rasche Zunahme der Absenkung an der westlichen Grabenflanke um die Koeffizientenkombination 0.2/0.4 werden beobachtet. Bei diesen Reibungswerten tritt an der östlichen Randstörung eine höhere Subsidenz auf, obwohl eine geringere Tieferer Streckung lokalisiert-spröder Deformation auferlegt wurde.

Beide Randstörungen verflachen sich in ihrem Einfallen um so stärker, je kleiner die Reibungskoeffizienten sind. Die Hauptrandverwerfung rotiert oberflächennah maximal um 10 bis 15° zu Einfallswinkeln von ca. 50°. Die östliche Randverwerfung zeigt eine Verflachung von maximal ca. 10° auf Werte von ca. 55°. Der Rotationsbetrag ist somit von der Reibungskoeffizientendifferenz zwischen den Randstörungen sowie von der absoluten Größe der Koeffizienten abhängig.

- Hebung der Schultern

Es ist nur für die westliche Randverwerfung eine Übereinstimmung mit der Vorhersage aus der Modellvorstellung gegeben, wonach die Anhebung der Schultern steigt, je stärker das Ausmaß der Verformungslokalisation auf die Randstörungen ist (Abb. 6.22). Demgemäß nimmt mit kleineren Reibungskoeffizienten und höherem Störungstiefgang die Anhebung der Grabenflanke zu.

Am östlichen Gegenstück ist niedrigen bis hohen Koeffizienten ($\geq 0.2/0.4$) dieser Zusammenhang nur sehr schwach ausgebildet. Die Mohoanhebung besitzt sowohl für einen

variablen als auch einen fixen Tiefgang der Randstörungen eine sehr geringe Sensibilität gegenüber dem Einflußfaktor 'Reibungskoeffizient'. Der Verlauf des Graphen ist dort durch zusätzliche Modellierungen mit den Reibungswerten 0.15/0.35 und 0.25/0.45 bestätigt. Erst zu niedrigeren Koeffizientenbeträgen erfolgt eine Höhenzunahme, die insbesondere für einen veränderlichen Tiefgang der Randstörungen deutlich ausfällt.

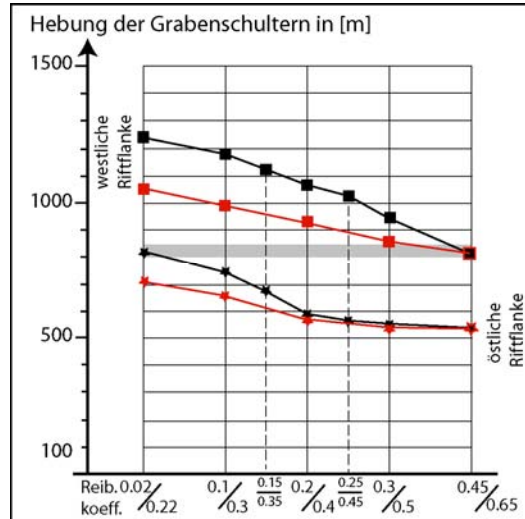


Abb. 6.22: Hebungsbetrag beider Grabenschultern in Abhängigkeit von der Größe des Reibungskoeffizienten für einen fixierten (rote Linien) und für einen veränderlichen (schwarze Linien) Tiefgang der beider Randverwerfungen; graues Rechteck: Hebung der östlichen Grabenschulter als Vergleichskriterium für die Festlegung von best fit-Werten (Kap. 6.1.4).

Zusammenfassung der Beobachtungen

Die Funktionsverläufe der Untersuchungsschwerpunkte folgen in ihrer tendenziellen Entwicklung den Vorhersagen der Arbeitshypothese (Kap. 6.2). Ein höheres Ausmaß der Verformungskonzentration auf die Randstörungen durch kleinere Reibungskoeffizienten und höheren Störungstiefgang verursacht demnach:

- geringere Mohoaufwölbung bei deutlicher Abnahme der Breite der Anhebung (Abb. 6.19)
- tieferes Becken bzw. größerer Akkommodationsraum (Abb. 6.20)
- höhere Grabenflanken bei deutlicher Abnahme der Schulterbreite (Abb. 6.22)

Die Untersuchungsschwerpunkte zeigen ausnahmslos eine nichtlineare Abhängigkeit von der Größe des Reibungskoeffizienten. Der Gradient der Änderung ist generell zu den kleineren Reibungskoeffizienten am höchsten. Die Untersuchungsschwerpunkte nähern sich in diesem Bereich asymptotisch Grenzwerten an. Abweichungen von diesem Trend liegen in Bezug auf die Subsidenz an beiden Randstörungen und Hebung der östlichen Riftschulter vor, wenn im Wirkungskomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' die Kombination 0.2/0.4 mit der entsprechenden Tiefenerstreckung der Schwächezonen erreicht wird. Es bildet sich dann an der östlichen Zweigstörung ein Subsidenzminimum aus, während die Absenkung an der westlichen Grabenbegrenzung rasch zunimmt und ein Wendepunkt im Funktionsverlauf auftritt (Abb. 6.21). Die Bildung von Extrema und Wendepunkten verschwindet nach der artifiziellen Isolierung des Reibungskoeffizienten als einziger Steuerparameter und es liegen streng monotone Beziehungen vor. Zur Erklärung der Verlaufsmuster müssen daher strukturmechanische Prozesse herangezogen werden, die in erster Linie von der Tiefenerstreckung der Randstörungen kontrolliert sind.

Die Hebung der östlichen Riftschulter bleibt im Gegensatz zur westlichen Grabenflanke für niedrige bis hohe Reibungskoeffizienten ($\geq 0.2/0.4$) hinter der generellen Zunahme zu kleineren Reibungskoeffizienten zurück. Sie weist unabhängig von Parameterkomplex die gleiche Hebung auf. Erst zu kleineren Reibungskoeffizienten ($< 0.2/0.4$) tritt die postulierte Zunahme im Hebungsbetrag ein (Abb. 6.22). Dieser Funktionsverlauf ist nicht durch die Prognosen der Arbeitshypothese gedeckt und bedarf deshalb der Einbeziehung weiterer mechanischer Prozesse in die Strukturgegestaltung des Rifts.

6.4.2.2 Fazit aus den Beobachtungen

Die Beobachtungen zu der Parametervariation 'Reibungskoeffizient' ermöglichen es, Erklärungsansätze für die in Kap. 6.3.4 auf geworfene Fragestellung zur vertikalen Kopplung struktureller Prozesse zu entwickeln.

Identifizierung von isostatischen Kompensationshorizonten in der Kruste

Eine innerkrustale (Teil)kompensation von isostatischen Ungleichgewichten erfordert die Existenz von Fließkanälen im Kriechregime, in denen ein lateraler Transport des viskosen Substrats zum Ort des Potentialdefizits erfolgt. Als potentielle Fließkanäle kommen Tiefenintervalle in Betracht, in denen die Gesteinverbände niedrige Viskositäten bzw. Fließfestigkeiten aufweisen. Ein Spannungstiefenprofil identifiziert solche mobilen Einheiten in der tiefen Oberkruste zwischen 13 und 18 km sowie in der tiefen Unterkruste bis zur Moho (Abb. 6.23).

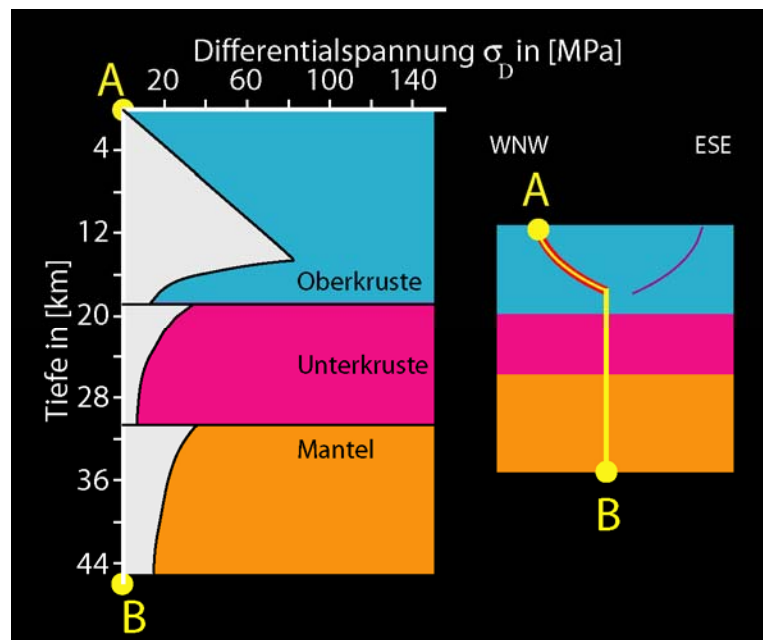


Abb. 6.23: Tiefenverlauf der Differentialspannung für einen Reibungskoeffizienten von 0.2 auf der Hauptstörung nach Erreichen der maximalen Geschwindigkeitsrandbedingung bei Zeitschritt 200 Ta; Modellierung ohne Verlagerung der 'Spröduktile'-Grenze zu größeren Tiefen; Verlauf des Spannungspfades A-B siehe Abbildung rechts.

In diesen Tiefenintervallen führt ein duktiler Fluß zu einer lokalen Perturbation des regionalen Translationsfeldes, das durch die mechanische Randbedingung an den Modellseiten hervorgerufen

wird. Die Höhe der Perturbation ist eine Bewertungshilfe für das Ausmaß des seitlichen Massentransfers.

Die Kontaktelementsegmente, welche unter die Spröd-viskos-Grenze im Kontinuum reichen, wirken während der Simulation als Impermeabilitätsflächen für einen lateralen Materialfluß im oberkrustalen Kriechregime. Aus dem Vergleich der Modellierungen ohne und mit variablem Tiefgang der Randstörungen ist es möglich, den Einfluß eines duktilen Flusses in diesem Tiefenintervall auf das Strukturbild zu bewerten.

Akkommodationsraum und Subsidenzverteilung

Der Akkommodationsraum nimmt in Übereinstimmung mit den Ausführungen der Arbeitshypothese (Kap. 6.2) mit steigendem Reibungskoeffizienten und höherem Störungstiefgang zu (siehe Abb. 6.20). Der Akkommodationsraum strebt asymptotisch zu sehr kleinen Friktionskräften einem Maximalwert zu. Als mögliche Ursachen für dieses Verlaufsmuster kommen in Betracht:

1. Rotation der Störungen zu niedrigeren Einfallswinkeln

Die Störungen verflachen sich in ihrem Einfallen während der Extension. Mit der Abnahme des Einfallswinkels geht eine Abnahme der Subsidenzrate einher. Das Ausmaß der Verflachung nimmt zu kleineren Reibungskoeffizienten hin zu. Dementsprechend fällt die Abnahme der Subsidenzrate deutlicher aus als dies bei hohen Reibungskoeffizienten der Fall ist (Abb. 6.24). Es muß folglich eine nichtlineare Beziehung zwischen dem Akkommodationsraum und dem Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient' und 'Störungstiefgang' vorliegen.

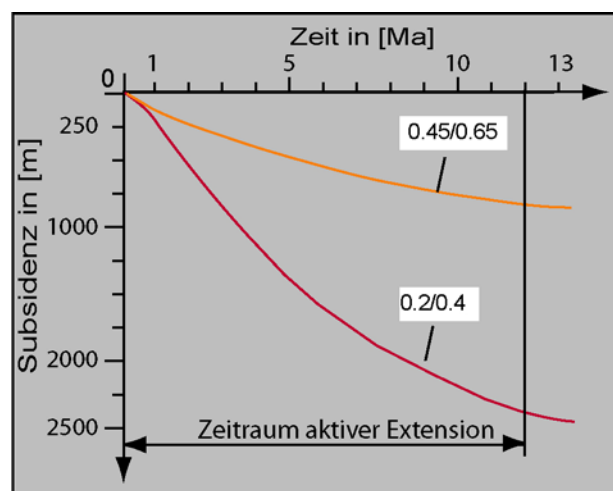


Abb. 6.24: Subsidenzverlauf an der Haupttrandverwerfung im Westen für die Reibungskoeffizienten-kombinationen 0.2/0.4 und 0.45/0.65; Störungstiefgang variabel.

2. lateraler Transfer viskosen Substrats

Es erfolgt ein Teilausgleich des isostatischen Ungleichgewichts durch einen innerkrustalen, viskosen Fluß zum Ort des Potentialdefizits. Das Einströmen von Krustenmaterial mit einer geringeren Dichte als jene des Mantels dämpft während der Extension die Absenkung am Ort des Potentialdefizits.

Der nichtlineare Zusammenhang zwischen den Steuerparametern und der Subsidenzrate (Punkt 1) tritt mit oder ohne eine krustale Entkopplung strukturmechanischer Prozesse auf. Er ist ursächlich für die verringerte Zunahme des Akkommodationsraums zu kleineren Reibungswerten. Der laterale Materialtransfer (Punkt 2) kann nur dann das Streben des Akkommodationsraums in Richtung auf

einen Maximalwert unterstützen, wenn mit der Abnahme der Friktionskräfte eine Zunahme des seitlichen Massentransfers innerhalb der Kruste einhergeht. Diese Vermutung muß durch Erfassung lateraler Fließprozesse überprüft werden, indem Verschiebungsfelder im Bereich der potentiellen Fließkanäle für verschiedene Reibungskoeffizienten verglichen werden. Der Vergleich ist nur in Bezug auf die Orientierung der Knotenverschiebungen, aber nicht für deren Betrag möglich, weil zu größeren Reibungskoeffizienten hin an den Modellseiten höhere Geschwindigkeitsrandbedingungen aufgebracht werden müssen, um die geforderte Extension von 6.5 km zu erreichen (siehe auch Abb. 6.8).

Die Gegenüberstellung von Translationsfeldern für verschiedene Reibungskoeffizienten zeigt für Tiefen zwischen 13 und 18 km fundamentale Unterschiede im Bewegungsablauf (Abb. 6.25).

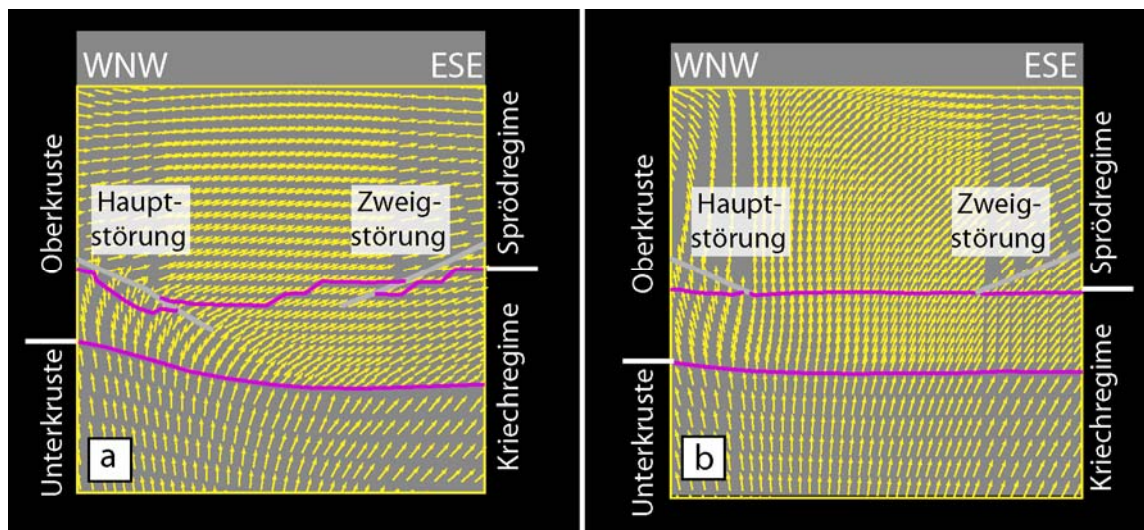


Abb. 6.25: Translationsfelder für unterschiedliche Reibungskoeffizienten. Pfeile geben die Orientierung der Knotenverschiebung nach Erreichen der horizontalen Extension von 6.5 km wieder. Alle Pfeile sind auf die gleiche Länge skaliert. Störungstiefgang veränderlich während Simulation.

a. Translationsfeld für die Koeffizientenkombination 0.2/0.4.

b. Translationsfeld für die Koeffizientenkombination 0.45/0.65.

Dort weisen die Verschiebungen bei niedrigen Koeffizientenkombinationen ($\approx 0.2/0.4$) zwischen den Störungsenden eine bedeutende horizontale Komponente auf, wohingegen in der Unterkruste ein vertikaler Massentransfer dominiert (Abb. 6.25a). Bei hohen Scherfestigkeiten ($\approx 0.45/0.65$) erfolgt ein überwiegend aufwärts gerichteter Transport sowohl in der tiefen Oberkruste als auch in der Unterkruste (Abb. 6.25b). Nur bei niedrigen Reibungskoeffizienten vollzieht sich somit bis in 18 km Tiefe ein seitwärts gerichteter Massentransfer, der dominant von der westlichen Hauptstörung zur östlichen Grabenseite gerichtet ist. Die laterale Verdrängung der niedrigviskosen Einheiten im Westen zieht in östlicher Richtung eine entsprechende Verdickung des duktilen Substrats nach sich. Im Gegensatz hierzu lastet bei hohen Koeffizientenkombinationen der kollabierende Grabenblock auf einem potentiellen Fließkanal, der lateral keine bedeutenden Mächtigkeitsvariationen aufweist. Der Tiefenbereich zwischen 13 und 18 km kann damit als ein Fließkanal fungieren, in dem es durch horizontalen Massentransfer zu einer bedeutenden isostatischen Kompensation des Potentialgefälles kommt. Dagegen reagieren bei hohen Reibungskoeffizienten Ober- und Unterkruste auf eine äußere Belastung als eine Einheit ohne Entkopplung strukturmechanischer Abläufe in der tiefen Oberkruste.

Der Akkommodationsraum nimmt mit Abnahme der Reibungskoeffizienten monoton zu. Das gleiche gilt für die Subsidenzen an beiden Randstörungen, wenn der Tiefgang der Randstörungen

fixiert ist (Abb. 6.21). Dem steht die hochgradig nichtlineare Beziehung mit Extremwertbildung zwischen dem Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' und den Absenkungen gegenüber. Diese Diskrepanz weist darauf hin, daß das Ausmaß des duktilen Materialtransports und damit die Subsidenz an den Randstörungen vermutlich wesentlich durch den Variabilität im Störungstiefgang kontrolliert ist. Abb. 6.26 zeigt die Horizontalverschiebungen in östlicher Richtung als eine Funktion des Parameterkomplexes für eine horizontale Knotenreihe A-B-C, die sich innerhalb des Fließkanals zwischen beiden Störungen befindet.

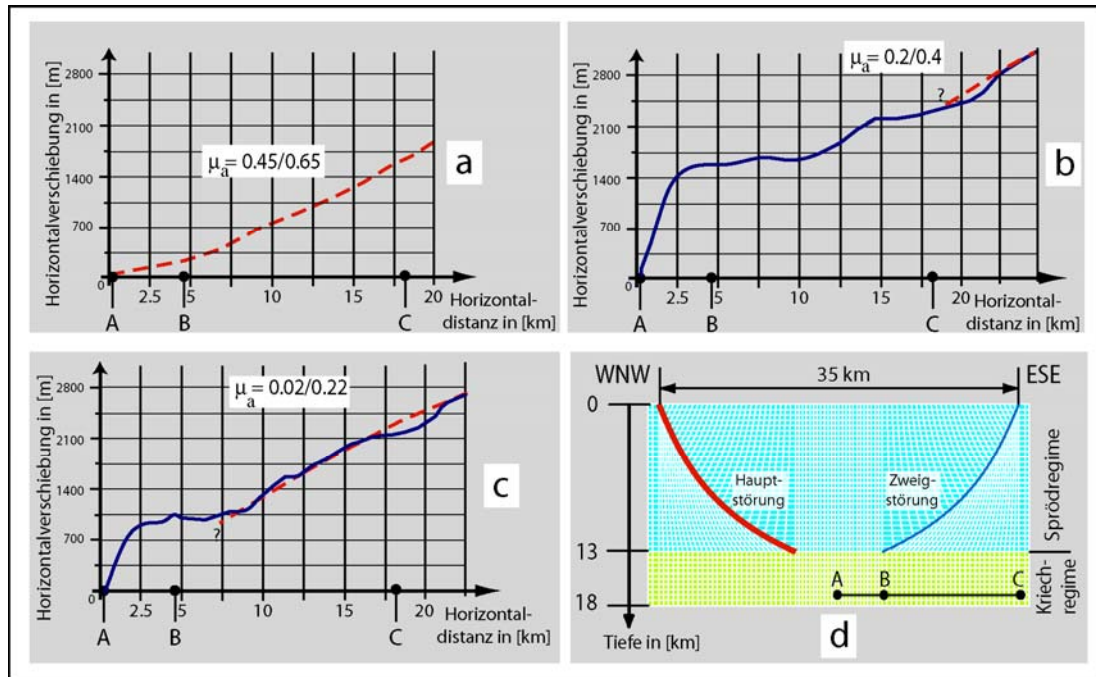


Abb. 6.26: Horizontalverschiebungen in Richtung ESE entlang der Strecke A-B-C im Kriechregime der Oberkruste; Horizontalverschiebung in Punkt A als Bezugswert auf 0 gesetzt; rote Linie (gestrichelt): vermutete Horizontalverschiebungen aufgrund der äußeren Geschwindigkeitsrandbedingung; blaue Linie: lokale Perturbation des regionalen Translationsfeldes aufgrund duktilen Massentransports.

a. für die Koeffizientenkombination 0.45/0.65

b. für die Koeffizientenkombination 0.2/0.4

c. für die Koeffizientenkombination 0.02/0.22

d. Lage der Strecke A-B-C in 17 km Tiefe; Punkt A zu Modellierungsbeginn in der Grabenmitte, Punkt B senkrecht unter maximalen Tiefgang der Zweigstörung, Punkt C senkrecht unter Schnittpunkt Zweigstörung – Modelloberfläche

Die jeweilige Tiefenerstreckung der Randstörungen für die verschiedenen Koeffizientenkombinationen ist in Abb. 6.18 aufgeführt.

Für hohe Koeffizientenkombinationen (0.45/0.65) liegt ein monoton zunehmender Funktionsverlauf vor (Abb. 6.26a). Er spiegelt das durch die Geschwindigkeitsrandbedingung induzierte regionale Verschiebungsfeld wider. Bei niedrigeren Koeffizientenkombinationen (0.2/0.4) ist eine Oszillation erkennbar, die sich ausgehend vom westlichsten Punkt der Knotenreihe bis in den proximalen Bereich der östlichen Riftflanke erstreckt (Abb. 6.26b). Das lokale Translationsfeld weist auf dieser Distanz zwischen den Punkten A bis C eine überproportionale Zunahme der Horizontalverschiebung sowie einen Abfall unter auf die vermutete regionale Hintergrundtranslation östlich von C aus. Bei sehr niedrigen Koeffizientenkombinationen (0.02/0.22) ist dagegen diese Zunahme über die regionalen Horizontalverschiebungen hinaus bedeutend geringer und auf eine kleinere Distanz beschränkt (Abb. 6.26c). Die Unterschreitung der Hintergrundtranslation östlich von C bleibt erhalten. Aus diesen Beobachtungen wird gefolgert:

- Es findet ein bilateraler Massentransport zum Ort des Sedimentprismas an der östlichen Randstörung statt. Der ostwärts gerichtete Massentransfer aus dem Graben verursacht die positive Abweichung von der Hintergrundtranslation, die Extrusion von Material aus der Riftflanke nach Westen erzeugt den Abfall unter die regionale Translation.
- Der Materialtransport aus dem Graben steigt mit Abnahme der Reibungskoeffizienten, erreicht bei der Kombination 0.2/0.4 einen maximalen Wert und nimmt zu niedrigeren Werten wieder ab.

Eine quantitative Bemessung des westwärts gerichteten Materialtransports aus der Schulter im Vergleich mit dem ostgerichteten Massenfluß ist nicht durchführbar, weil die Perturbationen mit steigenden Horizontalverschiebungen zu den Modellseiten hin immer kleiner ausfallen. Das Maximum im ostgerichteten Materialtransfer fällt mit dem Subsidenzminimum an der östlichen Verwerfung zusammen. Diese Koinzidenz belegt, daß dieser lateraler Massentransfer die Subsidenz an der östlichen Randstörung puffert und zu einer teilweisen Kompensation des dortigen Potentialdefizits führt. Die Abnahme des ostwärts gerichteten Flusses zu sehr geringen Scherfestigkeiten ($\leq 0.1/0.3$) ist durch den größeren Tiefgang der östlichen Randstörung verursacht. Analytische Lösungsansätze zeigen, daß das Ausmaß eines duktilen Materialtransports in höchstem Maße von der Breite des potentiellen Fließkanals abhängt (WEHRLE, 1998). Zu diesen geringen Scherfestigkeiten hin wächst rasch die Tiefenerstreckung der östlichen Randstörung (siehe Abb. 6.18). Sie verhindert in der Folge als eine Impermeabilitätsfläche einen bedeutsamen Massentransfer zwischen beiden Störungsenden.

In Bezug auf die Subsidenzentwicklung an der westlichen Randstörung bietet der Vergleich von Translationsfeldern nur geringen Informationsgehalt dafür, ob ein quantitativ bedeutsamer Materialfluß unter das dortige Sedimentprisma erfolgt. Eine starke Verzerrung der zu Modellierungsbeginn horizontalen Untersuchungsstrecke verhindert dort eine Ausscheidung von Hintergrundtranslationen und die Identifikation lokaler Perturbationen. Jedoch besteht eine auffällige Koinzidenz zwischen dem Subsidenzminimum an der östlichen Schwächezone bei der Koeffizientenkombination 0.2/0.4 und dem Maximum in der Subsidenzsteigerung an der westlichen Randverwerfung. Während bei höheren Koeffizientenkombinationen ein bilateraler Materialtransport in der tiefen Oberkruste unter das dortige Sedimentprisma wahrscheinlich ist, verhindert bei den Reibungswerten 0.2/0.4 der hohe Tiefgang der westlichen Randstörung einen westwärts gerichteten Materialtransfer aus dem Graben. Das Maximum in der Subsidenzsteigerung bei der gleichen Koeffizientenkombination zeigt, daß das entstehende Potentialdefizit bzw. die Absenkung nicht in nachweisbaren Umfang durch einen Massentransport aus der westlichen Grabenflanke gedämpft wird. Es muß eine Platznahme dichteren Materials der Unterkruste oder des Mantels in seichteren Tiefen als zu Modellierungsbeginn erfolgen, um das Ungleichgewicht regionalisostatisch zu kompensieren. Der Transfer einer isostatischen Teilkompensation aus der Oberkruste in größere Tiefen mit dichteren Gesteinsverbänden bietet einen Erklärungsansatz für die rasche Zunahme der Subsidenz an der westlichen Randstörung um die Koeffizientenkombination 0.2/0.4.

Ein duktiler Fluß in der tiefen Oberkruste kann die strukturelle Asymmetrie des Riftbeckens wesentlich beeinflussen. Eine nachhaltige Auswirkung dieser Massenumverteilung auf die Größe des Akkommodationsraums ist allerdings nicht erkennbar. Auch bei einem Maximum des ostwärts gerichteten Flusses um die Koeffizientenkombination 0.2/0.4 geht die Abschwächung der Subsidenz an der östlichen Grabenseite in der verstärkten gravitativen Absenkung an der westlichen Randstörung auf. Zu kleineren Reibungswerten scheint durch den hohen Störungstiefgang ein

Transfer einer isostatischen Kompensation zu größeren Tiefen gegeben. Ein potentieller lateraler Massentransport, der die asymptotische Annäherung des Akkommodationsraums an einen Grenzwert unterstützt (Punkt 2), muß dann in der tiefen Unterkruste angesiedelt sein.

Mohotopographie

Das Verlaufsmuster für die Breite und maximale Höhe der Mohoaufwölbung variiert entsprechend den Vorgaben der Arbeitshypothese (Kap. 6.2). Es wirken die Einflußfaktoren 'Reibungskoeffizient' und 'Störungstiefgang' auf die Mohotopographie im gleichen Sinne. Mit kleineren Reibungswerten und folglich tiefer reichenden Störungen ruft die Verformungskonzentration auf die Schwächezonen eine starke Zentralisierung des Mohouplifts mit kleineren Anhebungsbeträgen unter dem Grabenblock hervor.

Die Beziehung zwischen dem Ausmaß der Mohoanhebung und beiden Steuerfaktoren ist nicht-linear. Die Steigung im Funktionsverlauf weist allerdings erst zu sehr kleinen Reibungskoeffizienten hin eine deutliche Abnahme auf, wie es auch für den Akkommodationsraum und die Subsidenzen an beiden Randstörungen beobachtet wird. So kann zumindest bei niedrigen bis hohen Reibungskoeffizienten ($\geq 0.2/0.4$) eine quantitativ bedeutsame Abschwächung der regionalen Mohoanhebung durch die lokale Massenverlagerung in der tiefen Oberkruste ausgeschlossen werden. Zu sehr niedrigen Reibungswerten greifen die koeffizientenabhängige Verflachung des Randstörungen während der Extension sowie ein lateraler Transfer viskosen Substrats, bevorzugt in der tieferen Kruste, als Erklärungsansätze für den Funktionsverlauf der Mohoaufwölbung. Dagegen kann die sedimentäre Auflast nicht ursächlich für die signifikante Abnahme der Mohoaufwölbung zu kleinen Reibungskoeffizienten sein, weil in diese Richtung der Akkommodationsraum und damit die Sedimentlast nur noch gering ansteigt (Abb. 6.20).

Hebung der Grabenschultern

Die Anhebung der östlichen Riftflanke fügt sich nur in ihren grundlegenden Zügen dem Postulat der Arbeitshypothese von einer Zunahme der Anhebung mit fallenden Reibungskoeffizienten und größerem Störungstiefgang. Die Hebung dieser Riftflanke ist für niedrige bis hohe Reibungskoeffizienten ($\geq 0.2/0.4$) nahezu konstant. In diesem Koeffizientenintervall führt der duktile Fluß in der tiefen Oberkruste aus der Riftschulter zum Graben hin zu einer Dämpfung der Schulteranhebung. Zu kleineren Koeffizienten laufen die Modellierungsprognosen beider Simulationsreihen für diese Grabenflanke auseinander. Die Schulteranhebung steigt dann deutlich an, wenn der Störungstiefgang veränderlich ist. Dies zeigt in Übereinstimmung mit der Subsidenzentwicklung an der östlichen Randstörung, daß der erhöhte Tiefgang der Randstörung vermutlich ein Transfer von Verformung und isostatischer Kompensation aus der Oberkruste zu größeren Tiefen nach sich zieht.

An der westlichen Grabenflanke nimmt der Hebungsbetrag für beide Modellierungsschienen zu, wenn der Reibungskoeffizient kleiner wird und der Störungstiefgang ansteigt. Ein potentieller Massentransfer, der in der tiefen Oberkruste von der Schulter zum Graben erfolgt, vermag trotz des erheblich höheren Potentialgradienten als im Osten somit nicht die Abhängigkeit der Schulteranhebung von beiden Steuerparametern aufzuheben.

Einfluß der Störungsgeometrie auf das Strukturbild

Das Verständnis der Prozesse, welche das flachkrustale Strukturbild kontrollieren, ermöglicht in der Nachbetrachtung, den Unterschied in der Asymmetrie der Beckengeometrie zwischen listrischen und planaren Abschiebungen zu erklären. Abb. 6.27 stellt die Verschiebungsfelder beider Störungsgeometrien für die Reibungskoeffizientenkombination 0.2/0.4 gegenüber. In dem Vergleich treten besonders in der viskosen Domäne der tieferen Oberkruste signifikante Unterschiede in den Translationsrichtungen auf. Zwischen den listrischen Störungsenden weisen die Verschiebungen eine bedeutende, ostgerichtete Horizontalkomponente auf (Abb. 6.27a). Sie zeigt den duktilen Fluß in die gleiche Richtung an. Bei ebenen Schwächezonen sind im gleichen Tiefenintervall die Verschiebungen (sub)vertikal in Richtung Erdoberfläche orientiert. Nur unter der Hauptstörung im Westen liegt eine etwas größere Horizontalkomponente vor, die einen lateralen Massentransfer in Richtung der westlichen Grabenschulter andeutet (Abb. 6.27b).

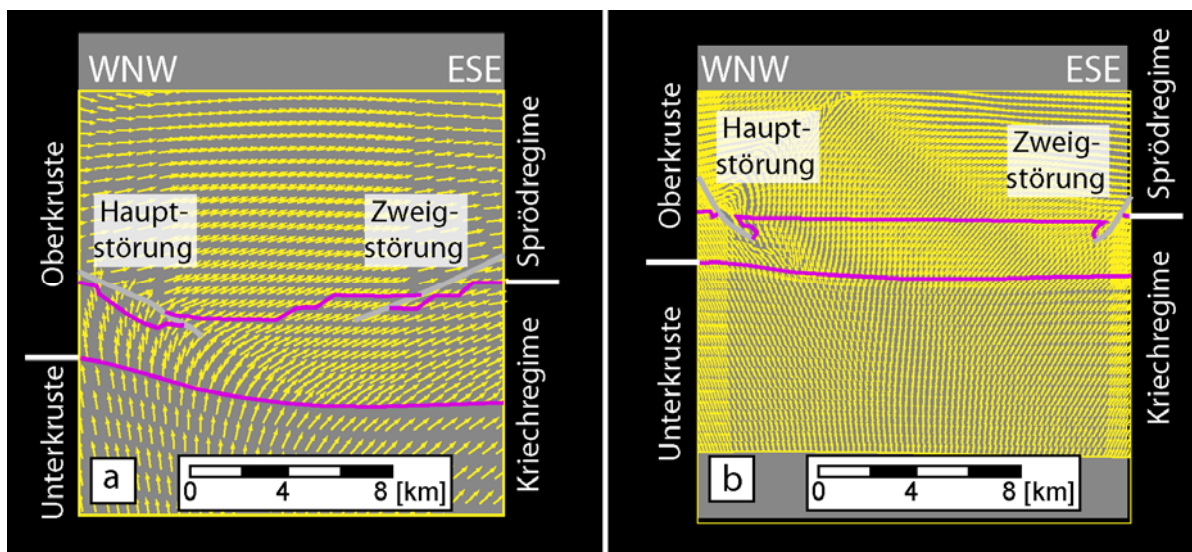


Abb. 6.27: Translationsfelder für unterschiedliche Störungsgeometrien bei der Koeffizientenkombination 0.2/0.4. Pfeile geben die Orientierung der Knotenverschiebungen nach Erreichen der horizontalen Extension von 6.5 km wieder. Alle Pfeile sind auf die gleiche Länge skaliert. Störungstiefgang veränderlich während Simulation. Beide Abbildungen weisen aufgrund der unterschiedlichen Störungsgeometrien verschiedene Maßstäbe auf; Abbildungen vertikal nicht überhöht.

- a. Translationsfeld für planare Randstörungen (Darstellung identisch mit Abb. 6.25a).
- b. Translationsfeld für listrische Randstörungen.

Die Auswirkungen der Störungsgeometrie und des Störungstiefgangs greifen bei der Verdrängung viskosen Substrats in der tiefen Oberkruste ineinander. Bei listrischen Verwerfungen erzwingt der vorherrschend horizontale Versatz am unteren Ende der Hauptstörung einen lateralen Massentransfer in Richtung der östlichen Zweigstörung. Dort wird die Subsidenz durch den duktilen Fluß gedämpft. Durch ihre größere Tiefenerstreckung wirkt ferner sie als eine Impermeabilitätsfläche für einen Massentransport nach Westen. An der dortigen Grabenflanke erfolgt somit keine Pufferung der Absenkung. Das Riftbecken weist in der Folge eine ausgeprägte Asymmetrie auf.

Eine planare Hauptstörung steht durch ihre geringere Tiefenerstreckung einem lateralen Massentransfer unter dem westlichen Grabenbereich nicht entgegen. Die vorherrschend vertikale Absenkung des Grabens an ihrem unteren Störungsende wird durch eine seitliche Extrusion des viskosen Substrats in den Liegendblock ausgeglichen und die Subsidenz an der westlichen Riftflanke gedämpft. Der westwärts gerichtete Fluß unter der planaren Haupttrandstörung reduziert die Asymmetrie in der Subsidenzverteilung, wohingegen bei einem listrischen Störungstiefenverlauf

der Fluß in der Gegenrichtung die Asymmetrie in der Beckengeometrie erheblich verstärkt. Der duktile Fluß in der tieferen Oberkruste spielt eine aktive Rolle bei der Gestaltung der Subsidenzverteilung. Richtung und Ausmaß des lateralen Massentransports werden von der Geometrie und dem Tiefgang der Störungen bestimmt.

Isostatische Kompensation in der Unterkruste

Die Funktionsverläufe der Untersuchungsschwerpunkte zeigen, daß ein hoher Störungstiefgang ein Transfer von Verformung und isostatischem Ausgleich zu größeren Tiefen erzwingt. Diese Beobachtung wirft die Frage nach der Existenz eines lateralen Massentransfers in der tiefen Unterkruste auf. Der Vergleich von Translationsfeldern in der Unterkruste bietet keinen Ansatz für die Klärung dieser Fragestellung. Die höhere Breite eines möglichen unterkrustalen Fließkanals bedingt in jedem Tiefenniveau eine kleinere Perturbation des regionalen Verschiebungsfeldes als dies im Kriechregime der tiefen Oberkruste der Fall ist. Dies läßt einen integrativen Blick auf alle Störungen der regionalen Horizontalverschiebungen über die gesamte Breite des Fließkanals notwendig erscheinen. Dieser Vorgehensweise stehen allerdings die unterschiedlichen Geschwindigkeitsrandbedingungen an den Modellseiten entgegen, um die geforderte Extension von 6.5 km für jede Reibungskoeffizientenkombination zu erreichen. Sie verhindern eine Extraktion dieser Perturbationen und damit einen direkten Nachweis für die Existenz oder Nichtexistenz tiefkrustaler Extrusionsprozesse.

Die Unsicherheit in Bezug auf eine isostatische Kompensation in der Unterkruste steht den Zielvorgaben der Parameterstudie nicht entgegen. Für niedrige bis hohe Reibungskoeffizienten (d.h. $\geq 0.2/0.4$) sind mit der Erfassung eines lateralen Massentransfers in der tiefen Oberkruste die wesentlichen strukturbildenden Prozesse bekannt. Ihre Kenntnis ermöglicht im Folgekapitel 6.4.3 die Selektion der best fit-Reibungswerte in diesem Koeffizientenintervall. Die Mohoaufwölbung und ein lateraler Materialtransport in der tieferen Unterkruste werden als eine einzige Reaktion auf die Entstehung oberkrustaler Potentialdefizite betrachtet. Ihre Zusammenfassung ist gerechtfertigt, weil das Defizit von Oberkrustenmaterial jeweils durch eine Platznahme dichteren Materials in größerer Tiefe ausgeglichen wird und so beide Prozesse die gleichen tendenziellen Änderungen in den Untersuchungsschwerpunkten hervorrufen. In der Synthese der Modellierungsergebnisse des Kap. 6.7 wird für die Modellierung mit den best fit-Einstellungen der Nachweis geführt, daß eine isostatische Kompensation in der tiefen Unterkruste nicht verwirklicht ist.

Einbindung des Vergleichsdatensatzes

Abb. 6.28 stellt für verschiedene Reibungskoeffizienten die Vertikalbewegungen von Riftflanken, Grabenblock und Moho den Vergleichskriterien gegenüber. Einzig für Koeffizienten mittlerer Größe (um 0.2/0.4) erfolgt eine gleichmäßige Unterbewertung der Vertikalbewegungen für alle Grenzflächen. Diese können bei Annahme einer Extension größer 6.5 km auf den Vergleichsdatensatz hin entwickelt werden. Zu größeren und niedrigeren Koeffizienten ist für die gleiche Annahme eine Anpassung der unterschätzten Vertikalbewegungen mit der Überschätzung einer anderen Kenngröße verbunden. Deshalb werden für die weiteren Untersuchungen die Beträge um die Koeffizientenkombination 0.2/0.4 bevorzugt verwendet.

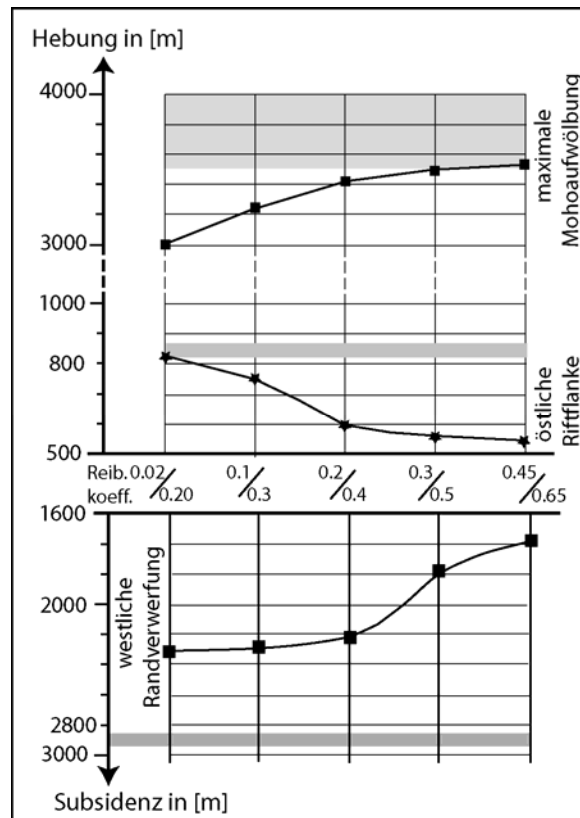


Abb. 6.28: Vertikalverschiebungen von Moho, Schaltern und Präriterdoberfläche im Grabenblock; graue Felder: Vergleichskriterien für die Festlegung von best fit-Werten (Kap. 6.1.4).

Mit Auswahl der Koeffizientenkombination 0.2/0.4 ist allerdings eine Diskrepanz zwischen dem tatsächlichen Einfallen beider Schwächezonen nahe der Erdoberfläche und den prognostizierten Werten verbunden. Aufschlußdaten und seismische Befunde (Kap. 2.1.2) zeigen durchgehend ein steileres Einfallen an, die allenfalls zu höheren Koeffizientenkombinationen ($> 0.3/0.5$) erreicht werden können. Ferner läßt die Verformungsverteilung für verschiedene Reibungskoeffizienten vermuten, daß neben dem Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation auch der Tiefenverlauf einer Störung eine Funktion des jeweiligen Reibungskoeffizienten ist (siehe Abb. 6.17). Eine planare Störungsgeometrie ist um so wahrscheinlicher, je höher die Reibungskoeffizienten sind. Die eingangs gewählte spiegelsymmetrische Anordnung der Randstörungen widerspricht damit der auferlegten Differenz zwischen ihren Reibungskoeffizienten. Es ist daher eine individuelle Anpassung des Tiefenverlaufs der Randstörungen an dem jeweils herrschenden Reibungskoeffizienten notwendig.

6.4.3 Szenario 2

6.4.3.1 Definition zusätzlicher Vergleichskriterien

Die Simulationen fanden bisher für die Differenz von 0.2 zwischen den Reibungskoeffizienten statt. Für den weiteren Modellierungsforgang konnte eine bevorzugte Koeffizientenkombination von 0.2/0.4 extrahiert werden. Die letzte Fixierung von best fit-Werten für die Reibungskoeffizienten benötigt noch eine Präferenz für eine bestimmte Koeffizientendifferenz. In weiteren Simulationen wurde diese Differenz um die Kombination 0.2/0.4 variabel gestaltet. Die tendenziellen Änderungen in den Untersuchungsschwerpunkten blieben erhalten, ohne daß die Vergleichskriterien eine Feinabstimmung der Reibungskoeffizienten ermöglichten. Es bedarf deshalb der Definition eines weiteren Evaluierungsmaßstabes für die Gewinnung von best fit-Werten für die Einflußfaktoren.

Eine Definitionshilfe bietet die Verformungsverteilung im FE-Modell. Sie variiert in Abhängigkeit von der Geometrie der Randstörungen und ihrer Reibungskoeffizienten. Bisher fand in den Modellierungen eine Lokalisierung der Deformation nur an den Grabenrandverwerfungen im Sprödregime statt. Dagegen wurde die Extension im Laufe der oberrheinischen Riftentwicklung ebenfalls an riftinternen Strukturen konzentriert (siehe Abb. 2.2, 2.3 und 2.4). In den Riftflanken geschah Dehnung nur an präexistenten Schwächezonen auf der Höhe des nördlichen Grabenabschnitts (Kap. 2.5.2). Numerisch kann eine Verformungslokalisierung im Kontinuum durch eine Festigkeitsreduktion mit steigender Verformung erreicht werden. Dabei sind die Einflußfaktoren 'Störungsgeometrie' und 'Reibungskoeffizient' dergestalt festzulegen, daß die Verformungsverteilung im FE-Modell vornehmlich eine Konzentration der Deformation im Grabenblock begünstigt, aber die Progradation in die Riftflanken unterbindet. Diese Beschränkung der Extension auf die Randstörungen und den Grabenblock mit dem daraus entstehenden Strukturbild stellt das gesuchte Abschlußkriterium dar.

6.4.3.2 Modellierungsvorgaben

Es werden sechs Simulationen durchgeführt. In ihnen werden die Koeffizientenkombinationen 0.2/0.4, 0.3/0.4 und 0.2/0.3 sowohl auf listrische als auch auf planare Störungen angewendet. Die Einbindung der unterschiedlichen Geometrien erfolgt, weil sie wesentlich die Verformungsverteilung in ihrem Liegenden und Hangenden beeinflussen (Kap. 6.3). In Bezug auf die anderen Eingabegrößen folgen die Simulationen den Festlegungen für das Szenario 1 (Tabelle VI.6).

Die Verformungsschwächung in den Kontinuumselementen wird durch eine Reduktion des Reibungskoeffizienten μ_a von 0.65 auf 0.4 mit zunehmender Gesamtverformung ϵ_e bewerkstelligt. Dies entspricht einem Abbau des Festigkeitsgradienten von 12 auf 8.8 MPa/km (Abb. 6.29). Der Endwert von 0.4 ist in vier der sechs Simulationen dem Reibungskoeffizienten der östlichen Zweigstörung gleich. Eine weitere Verformungsschwächung unter diesen Betrag wird nicht gestattet, weil ansonsten die Entwicklung einer sekundären Schwächezone eine teilweise oder vollständige Deaktivierung dieser Randverwerfung zur Folge hat. Die Festigkeitsreduktion findet im Verformungsintervall von $14 \% \leq \epsilon_e \leq 34 \%$ statt. Die Festlegung dieser Werte folgt nach dem Kriterium, eine möglichst hohe Verformungskonzentration im Graben zu erreichen und gleichzeitig eine Extension im Liegenden der Randstörungen zu minimieren.

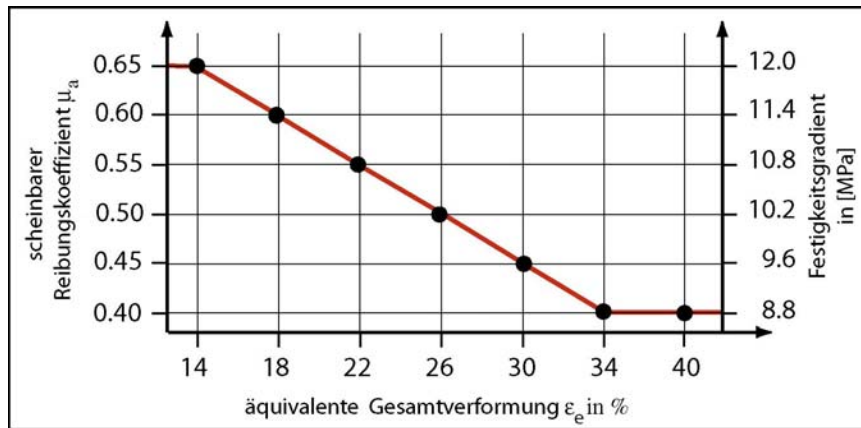


Abb. 6.29: Abnahme der Reibungskoeffizienten bzw. der Festigkeitsgradienten im Kontinuum mit steigender äquivalenter Gesamtverformung ϵ_e . Die Reduktion erfolgt im Intervall von $14 \leq \epsilon_e \leq 34$ %.

6.4.3.3 Beobachtungen am FE-Modell

Die Beobachtungen konzentrieren sich auf die Verformungsverteilung gemäß dem zuvor aufgestellten Ausschlußkriterium, wonach die Extension im ORG-Gebiet vorherrschend an den Randstörungen und Schwächezonen im Grabenblock aufgenommen wurde. Die Verformungsverteilungen der Simulationen mit der jeweiligen Strukturinterpretation sind in Tafel 3 dargestellt.

Beobachtungen für die Reibungskoeffizientenkombination 0.2/0.4

Bei planaren Randstörungen bildet sich eine Scherzone aus, die antithetisch zur westlichen Hauptrandverwerfung ist (Tafel 3 Abb. a). Sie erstreckt sich über die gesamte Tiefe des Spröddregimes und erzeugt mit der Hauptstörung eine Grabeninternstruktur auf der westlichen Riftseite. Die großmaßstäbliche antithetische Flexur des Grabenblocks, die in den Modellierungen ohne Verformungsschwächung auftritt (siehe Abb. 6.13), wird durch diese Struktur aufgelöst. Der östliche Grabenbereich ist von der Verformungsschwächung nahezu nicht betroffen. An der zur östlichen Randverwerfung antithetischen Zone erhöhter Verformung ist eine differentielle Bewegung zwischen ihrem Liegenden und Hangenden nicht nachweisbar.

Bei listrischen Randstörungen konzentriert sich die Festigkeitsreduktion vor allem auf das unmittelbar Liegende der tiefen Abschnitte beider Randverwerfungen (Tafel 3 Abb. b). Dieses untere Störungssegment wird an der östlichen Zweigstörung deaktiviert. Dort schließt sich an den oberen, aktiven Störungsabschnitt eine enge Zone erhöhter Verformung bzw. reduzierter Festigkeit an, die eine bevorzugt planare Störungsgeometrie bis zur Basis des Spröddregimes vermuten läßt. Die westliche Grabenrandstörung ist über ihre gesamte Länge aktiv. Im Grabenblock ist analog zu den Beobachtungen bei planarer Störungsgeometrie die Festigkeitsreduktion fast ausschließlich auf die westliche Grabenseite beschränkt. Allerdings ist die Zone erhöhter Verformung auf das flachkrustale Niveau begrenzt und deutet die Entwicklung eines Staffelbruchsystems an. Die antithetische Flexur aus den Modellierungen ohne Verformungsschwächung bleibt in ihrer Form erhalten.

Die Verformungsschwächung zieht bei beiden Störungsgeometrien eine erhebliche Verstärkung der strukturellen Asymmetrie im flachkrustalen Bereich nach sich. Die Heraushebung der westlichen Schulter und die Subsidenz an der dortigen Randstörung nimmt gegenüber den Simulationen ohne

Verformungsschwächung zu. Die östliche Grabenseite zeichnet sich dagegen durch eine sanfte Rifttopographie mit Vertikalbewegungen von lediglich wenigen 100 m für Becken und Schulter aus. Für den planaren Fall wird das Riftzentrum im Liegenden der Grabeninternstruktur während der Extension gehoben und unterliegt der Erosion.

Beobachtungen für die Reibungskoeffizientenkombination 0.3/0.4

Die Koeffizientendifferenz von 0.1 konteragiert die Verstärkung der strukturellen Asymmetrie durch die Verformungsschwächung. Sie induziert für den planaren Fall die Entwicklung einer weiteren grabeninternen Extensionsstruktur auf der östlichen Grabenseite (Tafel 3 Abb. c). Das Rift besteht somit aus zwei Gräben, die intern durch weitere Schwächezonen strukturiert sind. Ihre Randverwerfungen interferieren im Riftaxialbereich nicht. In ihrem Liegenden wirken die isostatischen Ausgleichskräfte additiv und heben das Riftzentrum über den Erosionslevel.

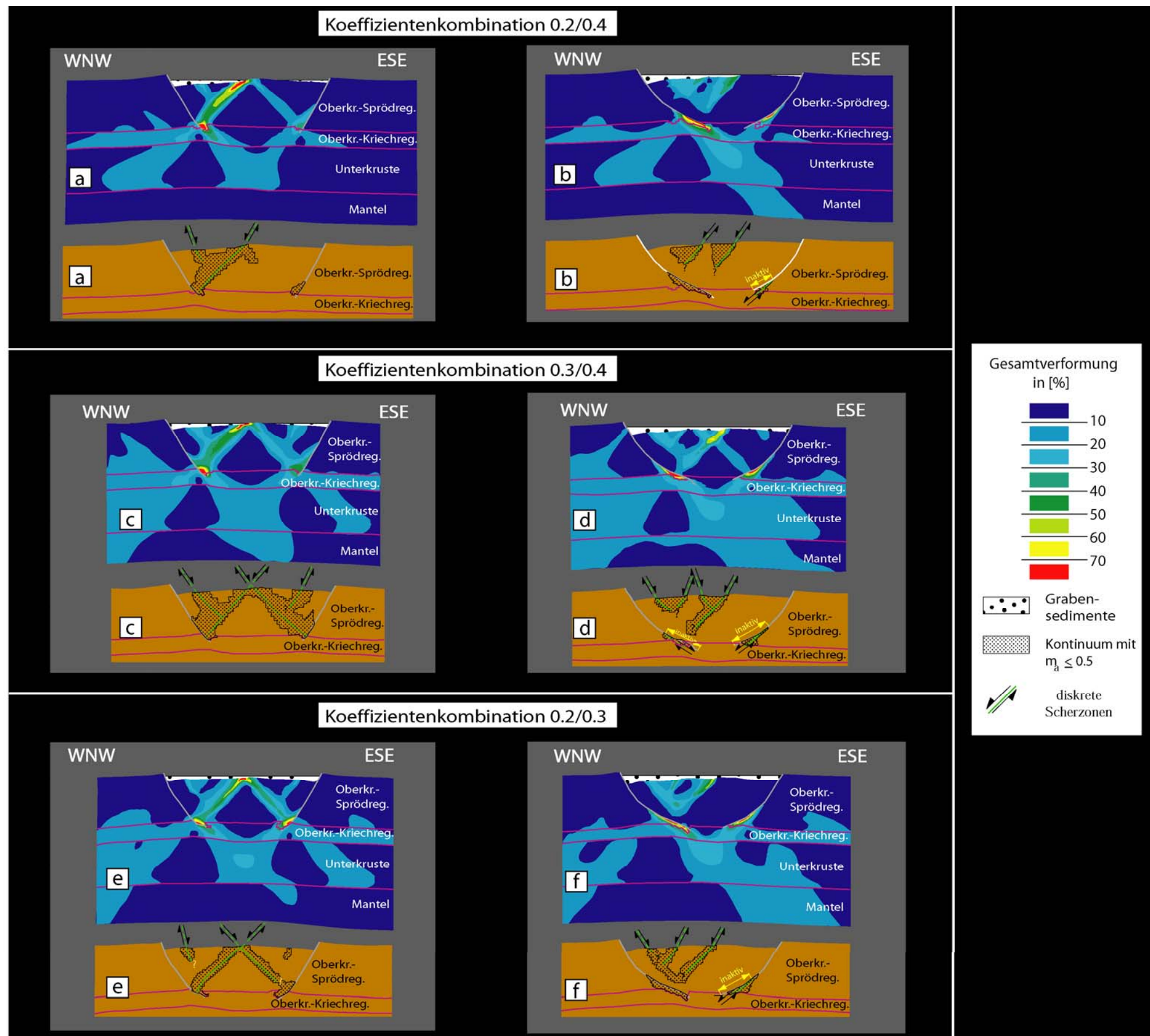
Für den listrischen Fall sind im Grabenblock mehrere konjugierte Scherzonensets sichtbar (Tafel 3 Abb. d). Diese Zonen sind auf die obere und mittlere Oberkruste begrenzt. Die antithetische Flexur bleibt in ihren grundlegenden Zügen bestehen. Im Liegenden beider Randstörungen konzentriert sich die Festigkeitsreduktion auf die unteren Störungsabschnitte. Über dieses Tiefenintervall werden sowohl die östliche als auch die westliche Randstörung deaktiviert. Eine Mißorientierung dieser Störungssegmente gegenüber der zum äußeren Spannungsfeld bevorzugten Orientierung spröden Materialverhaltens ist damit bereits auch für Reibungsbeträge um 0.3 gegeben, wenn eine Festigkeitsreduktion im Kontinuum auf den Wert 0.4 stattfindet. Durch die Deaktivierung der unteren Störungsabschnitte bestimmen die stärker planaren Segmente im flachkrustalen Bereich das Strukturbild. Sie induzieren die beobachteten Scherzonensets und begrenzen diese auf das seichte Krustenniveau.

Beobachtungen für die Reibungskoeffizientenkombination 0.2/0.3

Es wird die Festigkeitsreduktion im Kontinuum nicht bis auf den Reibungskoeffizienten an der östlichen Randstörung geführt. Ferner erzeugen die niedrigeren Reibungskoeffizienten gegenüber den Simulationen mit der Kombination 0.3/0.4 tiefer reichende Randstörungen. Die kombinierten Auswirkungen aus diesen Änderungen auf die Riftarchitektur unterscheiden sich für die jeweilige Geometrie der Randstörungen erheblich.

Im planaren Fall treten im Graben wiederum zwei zu den Randstörungen antithetische Scherzonen auf. Sie sind durch höhere Verformungsbeträge gekennzeichnet als in den Modellierungen mit den Kombinationen 0.2/0.4 bzw. 0.3/0.4, obwohl der niedrigere Reibungskoeffizient von 0.3 an der östlichen Randstörung einen Verformungstransfer aus dem Graben auf diese Verwerfung erwarten ließe (Tafel 3 Abb. e). Der Widerspruch ist auf eine stärkere Interaktion beider Scherzonen im Riftzentrum zurückzuführen. Sie kreuzen sich durch den höheren Tiefgang der Randstörungen in der Grabenmitte, das anstatt der Erosion einer geringen Subsidenz (ca. 200 m) unterliegt. Durch die Verformungskonzentration auf diese Scherzonen sind in ihrem Hangenden weitere sekundäre Scherzonen, wie sie bei der Koeffizientenkombination 0.3/0.4 auftreten, nur noch undeutlich entwickelt. Das Rift besteht somit aus zwei Abschiebungssystemen, die in ihrem Hangenden nicht mehr durch sekundäre Scherzonen strukturiert sind.

Im listrischen Fall ist die westliche Randverwerfung über ihre gesamte Länge aktiv. Aufgrund dessen deutet sich wieder ein Staffelbruchsystem aus Abschiebungen wie bei den Reibungswerten 0.2/0.4 an (Tafel 3 Abb. f). Die grabeninternen Scherzonen können jedoch nicht so klar in ihrer



Tafel 3: Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%] und Strukturinterpretation für alle Modellierungen mit Verformungsschwächung; Grabenbreite von 41.5 km als Maßstab; Plots nicht vertikal überhöht; linke Abbildungsreihe mit planaren Störungen, rechte Abbildungsreihe mit listrischen Störungen.

Lage definiert werden wie für die Kombination 0.2/0.4, weil die Verformungsspitzen im Graben kleiner und diffuser verteilt sind. Ursache ist hierfür die Verformungstransfer auf die östliche Randstörung wegen des dort niedrigeren Reibungskoeffizienten. Diese Reduktion der Friktionskräfte reicht dennoch nicht aus, um die Störung bis zu ihrem maximalen Störungstiefgang zu aktivieren. Die Aktivierung der westlichen Randverwerfung zeigt deutlich, daß die Festigkeitsreduktion im Kontinuum für diese Störungsgeometrie nur auf einen Endwert geführt werden darf, der mindestens 0.2 über dem Reibungswert der nahen Randstörung liegt.

Zusammenfassung der Beobachtungen

Die Verformungsschwächung erzeugt in Abhängigkeit von der Geometrie der Randverwerfungen unterschiedliche Strukturbilder im Grabenblock. Für einen planaren Tiefenverlauf löst sich das Rift in ein oder zwei kleinmaßstäbliche Grabenstrukturen auf, die über die gesamte Tiefe des Sprödregimes entwickelt sind. In der Grabenmitte bildet sich eine zentrale Hochposition aus, die abhängig vom Tiefgang der Randstörungen und der initialen Riftbreite gegebenenfalls als Horststruktur der Hebung und Erosion unterliegt. Die großmaßstäbliche antithetische Flexur des Grabenblocks aus den Modellierungen ohne Verformungsschwächung wird zerstört. Die Randstörungen bleiben während der Simulation über ihre gesamte Tiefenerstreckung aktiv.

Bei listrischen Randstörungen ist der Bereich erhöhter Verformung im Graben auf ein seichteres Krustenniveau beschränkt und diffuser verteilt. Er entspricht in ihrer äußeren Form einem Gewölbescheitelbruch in der antithetischen Flexur. Enthaltene Zonen hoher Verformungskonzentration sind allerdings dominant antithetisch zur westlichen Randstörung und deuten ein Staffelbruchsystem aus Abschiebungen an. Im Gegensatz zu den planaren Randstörungen bleibt die großmaßstäbliche antithetische Flexur erhalten. Die Festigkeitsreduktion im Kontinuum führt zu einer teilweise Deaktivierung der tieferen Störungsabschnitte.

6.4.3.4 Fixierung der Reibungskoeffizienten

Auswahl der Reibungskoeffizientendifferenz

Die Verknüpfung einer Verformungsschwächung mit der Reibungskoeffizientendifferenz von 0.2 kann keine Simulation der ORG-Evolution durchgeführt werden. Deren Verwendung führt für beide Störungsgeometrien zu einem Extensions- und Verformungstransfer von der östlichen Grabenseite in Richtung zur Hauptstörung im Westen. Im westlichen Grabenbereich entsteht eine kleinmaßstäbliche Extensionsstruktur mit bedeutenden Vertikalbewegungen von Liegendem und Hangendem. Graben und Schulter im Osten zeigen dagegen einen differentiellen Versatz von lediglich wenigen 100 m. Höhere horizontale Extensionsbeträge über den Betrag von 6.5 km hinaus verstärken nur im Westen den Vertikalversatz zwischen Riftflanke und Graben. Eine Entwicklung der östlichen Grabenregion auf den Vergleichsdatensatz hin ist nicht möglich. Sie erfährt als Liegendes des kleinmaßstäblichen Rifts im Westen eine zusätzliche Anhebung und Erosion für beide Störungsgeometrien.

Die Koeffizientendifferenz von 0.1 ist für die Simulation der ORG-Entwicklung zu bevorzugen. Sie wirkt der Verstärkung der strukturellen Asymmetrie durch die Verformungsschwächung entgegen. Für beide Störungsgeometrien wird auch der östliche Grabenbereich vom Verformungs- und

Extensionstransfer erfaßt. Dennoch scheiden unabhängig von der Größe der Reibungskoeffizienten die bisherigen Störungstiefenverläufe für eine Weiterverwendung in der Parameterstudie aus.

Auswahl der Reibungskoeffizienten

Bei planaren Störungen löst sich durch die Verformungsschwächung das Rift aufgrund der hohen Riftbreite in zwei Abschiebungssysteme auf. Sie sind durch eine Hochposition im Riftzentrum getrennt. Die Beobachtungen zur Koeffizientenkombination 0.2/0.3 deuten an, daß die strukturelle Ausgestaltung des Riftzentrums sich ändert, indem die Reibungswerte auf den Randstörungen oder die initiale Riftbreite modifiziert werden. Allerdings kann die zentrale Hochposition in den Modellierungen nicht beseitigt werden, weil die Entstehung weiterer Scherzonen ausschließlich im Hangenden beider Gräben geschieht. Die Horst- und Grabenstruktur bleibt somit in ihren grundlegenden Zügen bestehen. Sie entspricht nach den Isopachenkarten der Grabensedimente (DOEBL, 1967, 1970) und geologischen Interpretationen von seismischen Profilen (siehe Abb. 2.2, 2.3, 2.4) zu keinem Zeitpunkt der Grabenentwicklung und in keinem Profilschnitt über den ORG den tatsächlichen Begebenheiten. Die Existenz planarer Randstörungen bis an die Basis des Sprödegebietes ist damit abzulehnen.

Bei listrischen Störungen verursacht die Verformungsschwächung in allen Simulationen eine Deaktivierung der tieferen Störungssegmente. Die mißorientierten Störungssegmente können nur dann aktiviert werden, wenn eine Festigkeitsreduktion im Kontinuum auf einen Endwert erfolgt, der gegenüber dem Reibungskoeffizienten der östlichen Randstörung um 0.2 höher liegt. Jedoch gibt es keine Kombination der Reibungskoeffizienten, für die bei Erfüllen dieser Forderung noch eine nennenswerte Verformungsschwächung im Grabenblock stattfindet. Bereits der Kombination 0.2/0.3 werden durch den Verformungstransfer auf die Randstörungen die grabeninternen Strukturen stark verwischt. Bei einer weiteren Reduktion unter das Wertepaar 0.2/0.3 wird der Grabenblock kaum mehr deformativ beansprucht (siehe Abb. 6.17c), was eine Progradation der Extension in den Graben unwahrscheinlich erscheinen läßt. Bei Annahme der Koeffizientenkombination 0.3/0.4 kann zwischen Anfangs- und Endwert der Festigkeitsreduktion im Kontinuum nur eine vernachlässigbare Differenz von 0.05 ($= 0.65 - (0.4 + 0.2)$) aufgebaut werden. Die Simulationsergebnisse belegen, daß die Verwendung stark gekrümmter Randstörungen die Auswahl von best fit-Werten für die Reibungskoeffizienten nicht erlauben. Es scheint daher angezeigt, den Tiefenverlauf einer Störung an die Größe ihres Reibungskoeffizienten anzupassen. Für diesen Zweck wird die Reibungskoeffizientenkombination 0.3/0.4 bevorzugt, weil im Gegensatz zum Wertepaar 0.2/0.3 die geringere Verformungslokalisation auf die Randstörungen noch einen signifikanten Extensionstransfer in den Grabenblock gestattet.

6.4.3.5 Definition des Störungstiefenverlaufes

Die seismischen Daten erlauben keine Rückschlüsse über den Tiefenverlauf der Randstörungen im ORG-Gebiet (Kap. 2.1.1). Es muß deshalb durch eine numerische Modellierung eine ungefähre Fixierung der Geometrie herbeigeführt werden. Folgende Zielvorgaben ermöglichen die Definition der Störungstiefenverläufe für die bevorzugte Koeffizientenkombination 0.3/0.4:

- Beide Randstörungen sind über ihre gesamte Tiefenerstreckung aktiv.
- Die Verformungsschwächung findet dominant im Grabenblock statt.

- Das grabeninterne Strukturbild bei planarer Geometrie der Randstörungen tritt nicht auf.

Eine Definitionshilfe, um den Zielvorgaben zu entsprechen, bieten die Unterschiede in der Verformungsverteilung zwischen planaren und stark gekrümmten Störungen. Im Bereich der unteren Störungssegmente erzeugt eine listrische Verwerfung hohe Verformungen im Liegenden, eine planare Schwächezone dagegen im nahen Hangenden (siehe Abb. 6.13). Diese Orte hoher Verformungsintensität im Spröddregime markieren die optimale Störungsorientierung im äußeren Spannungsfeld für einen bestimmten Reibungskoeffizienten. In Modellierungen ohne Verformungsschwächung wird die Krümmung der unteren Störungssegmente solange variiert, bis im Spröddregime keine nennenswerte Verformung im nahen Liegenden und Hangenden der Störung stattfindet. Der Störungstiefenverlauf weist sodann die optimale Ausrichtung zum regionalen Spannungsfeld auf.

Abb. 6.30 zeigt die initialen Geometrien der Randstörungen und die Modellierungsergebnisse nach Ende der Extension, für die die obigen Zielvorgaben erfüllt sind. Beide Randverwerfungen weisen sublistrische Tiefenverläufe auf (Abb. 6.30a). Eine spiegelbildliche Störungsgeometrie liegt nicht mehr vor. Das Einfallen der östlichen Randstörung ist etwas steiler, weil der Reibungskoeffizient auf der Störung höher als im Westen ist. Bei Erreichen der maximalen Geschwindigkeitsrandbedingung nach ca. 200 Ta führt die viskose Härtung zu einer Progradation der Randverwerfungen bis auf 16 km Tiefe im Westen und 15 km im Osten.

Der Verformungsverteilung in der Modellierung ohne Festigkeitsreduktion im Kontinuum zeigt nun im oberkrustalen Spröddregime eine vorherrschende Verformungskonzentration im Grabenblock (Abb. 6.30b). Die Verformungsspitzen im nahen Liegenden bzw. Hangenden beider Randstörungen treten nicht mehr auf. Im Grabenblock liegt auf der westlichen Riftseite ein diffuses Feld erhöhter Verformung mit deutlich ausgebildeter antithetischer Flexur vor. Im östlichen Grabenbereich zeichnet sich eine Verformungslokalisation auf eine zur dortigen Randverwerfung antithetische Zone ab.

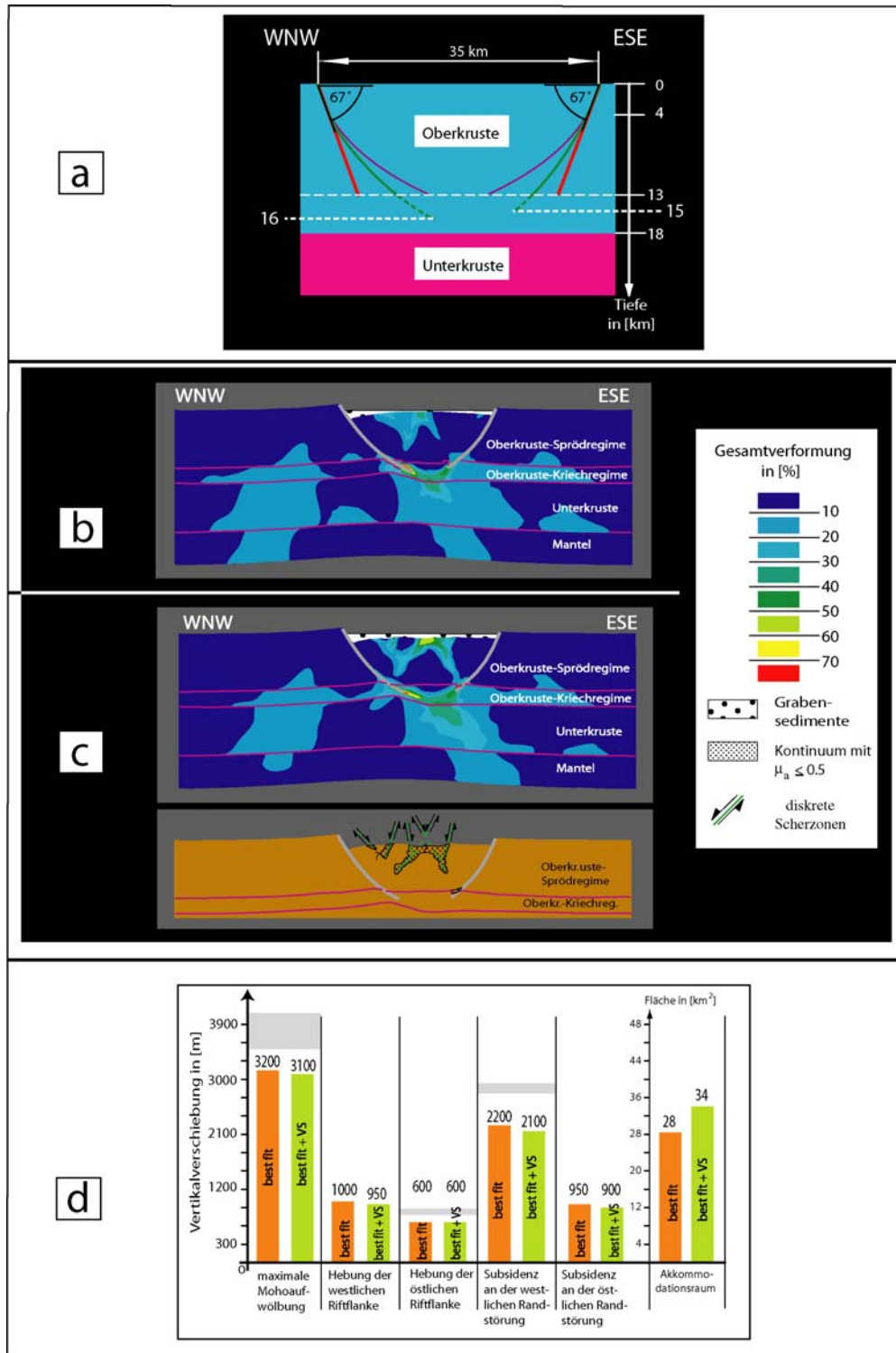


Abb. 6.30: Modell-Setup und numerische Resultate unter Verwendung der best fit-Werte für die Störungsgeometrie, Reibungskoeffizienten und Tieferer Streckung der Randverwerfungen; Grabenbreite von 41.5 km als Maßstab.

a. initiale Geometrie des strukturmekanischen Modells. Verlauf der Randstörungen (grün) nach der Progradation bis zur ihren maximalen Tieferer Streckung. Störungstiefenverlauf der bisher verwendeten Geometrien (rot und lila) bis zu ihrem anfänglichen Tiefgang in 13 km Tiefe zum Vergleich.

b. Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%] für Modellierung ohne Verformungsschwächung.

c. Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%] und Strukturinterpretation für Modellierung mit Verformungsschwächung.

d. Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen von Moho, Grabenblock und Riftflanken für Modellierung ohne (blau) und für Modellierung mit Verformungsschwächung (oliv); graue Balken: Vergleichskriterien für die Festlegung von best fit-Werten (Kap. 6.1.4).

Die Einbeziehung der Verformungsschwächung betont nicht mehr die Fehlorientierungen der bisherigen Störungsgeometrien. Eine Deaktivierung von Störungssegmenten wie bei stark listrischen Störungen tritt nicht in Erscheinung. Es bilden sich des weiteren keine sekundäre Scherzonen über die ganze Breite des Spröde regimes, die bei planaren Störungen zur Auflösung des Rifts in kleinmaßstäbliche Grabenstrukturen führen. Die Festigkeitsreduktion beschränkt sich auf den Grabenblock. Der Subsidenztransfer betrifft westliche und östliche Riftseite. Das Strukturinventar im Grabenquerprofil wird von der Geometrie der nahen Störung beeinflusst. Im Westen vollzieht sich der Extensionstransfer über ein breiteres, aber etwas seichteres Gebiet als im Osten (Abb. 6.30c). Konjugierte Scherzonensets deuten dort die Entstehung kleinmaßstäblicher Kollapsstrukturen in der antithetischen Flexur an. Ein Staffelbruchsystem wie in den Modellierungen mit deutlich listrischen Störungen ist nicht erkennbar, weil keine bevorzugte Verformungsllokalisierung auf eine Einfallrichtung der Scherzonen vorliegt. Auf der östlichen Grabenseite tritt in der mittleren Oberkruste die zur östlichen Randstörung einfallende Scherzone hervor, während ihr Hangendes deformativ nur gering beansprucht wird. In der Grabenmitte interferiert die Scherzone mit den Scherzonensets der westlichen Riftseite. Es resultiert dort eine hohe Verformungskonzentration, die eine Identifikation individueller Schwächezonen und kinematischer Abläufe verhindert. Das Riftzentrum unterliegt einer bedeutenden Subsidenz von ca. 600 m.

Die Modellierungen mit und ohne Verformungsschwächung führen zu einer gleichmäßigen Unterbewertung der Untersuchungsschwerpunkte (Abb. 6.30d). Der Modellierungsansatz kann für die bevorzugte Koeffizientenkombination um 0.3/0.4 und der angepaßten Störungstiefenverläufe durch Änderung der horizontalen Extension in Richtung auf die Vergleichsdaten entwickelt werden. Die Ergebnisse beider Simulationen unterscheiden sich in Bezug auf die Vertikalbewegungen der Dichtegrenzflächen nur geringfügig. Insbesondere die Absenkungen an beiden Randstörungen sind nahezu gleich, obwohl der Extensionstransfer in den Grabenblock für die Modellierung mit Verformungsschwächung kleinere Subsidenzbeträge an den Riftflanken vermuten ließe. Der Grund für diese geringen Unterschiede ist in erster Linie die ausschließliche Verformungsschwächung im Grabenblock. Sie verursacht einen Verformungstransfer aus beiden Schulterbereichen sowohl auf beide Randstörungen als auch in den Graben. In der Folge sinken die Subsidenzbeträge an den Riftflanken nur leicht, während sie im restlichen Grabenprofil zunehmen und den Akkommodationsraum erhöhen.

Durch die Einbindung einer Verformungsschwächung reduziert sich die Rotation der Randstörungen zu geringeren Einfallswinkeln um bis zu 5°. Die oberflächennahen Einfallswinkel von ca. 60° im Westen und um 63° im Osten liegen im Bereich der tatsächlich vorgefundenen.

Die Zusammenstellung der bisherigen best fit-Festlegungen:

- sublistrische Geometrie der Randverwerfungen, Zweigstörung steiler einfallend als Haupt-
randverwerfung
- Reibungskoeffizienten von ca. 0.3 auf der Hauptstörung und um 0.4 auf der Zweigstörung bei
einer Koeffizientendifferenz von ≤ 0.1
- Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation bis 16 km entlang der Hauptstörung und bis 15 km an
der Zweigstörung

Diese Einstellungen gehen in weitere Modellierungen ein, in denen die thermisch-rheologischen Rahmenbedingungen variiert werden (Kap. 6.5).

6.5 Kriechparameter und initiale Temperaturverteilung

6.5.1 Modellierungsvorgaben

Die thermischen Bedingungen im Präifstadium und die unterkrustalen Kriechparameter werden variiert, um deren Einfluß die Strukturentwicklung im ORG-Gebiet zu bewerten. Die Parametervariation wird in den Szenarien 1 bis 3 durchgeführt. In ihnen ist die Bandbreite von lithologischen Zusammensetzungen, Wärmequellen und Mohotemperaturen abgedeckt, welche für die mitteleuropäische Lithosphäre vorgeschlagen werden (Kap. 2.2 und 2.4). Die bisher verwendete Kombination aus Kriechparametern und initialer Temperaturverteilung dient mit den best fit-Einstellungen der Kontrollfaktoren Reibungskoeffizient, Störungstiefgang und Störungsgeometrie als Szenario 0 zu Vergleichszwecken:

- Szenario 0: geringviskos + warm (Referenz)
- Szenario 1: geringstviskos + kalt
- Szenario 2: mittelviskos + warm
- Szenario 3: hochviskos + heiß

Die Einstufung der einzelnen Rheologien nach den Begriffen 'geringstviskos' bis 'hochviskos' erfolgt anhand ihren effektiven Viskosität η_{eff} für eine über die ganze Modelltiefe konstante Verformungsrate $\dot{\epsilon}_e$ und für den gleichen Temperaturtiefenverlauf (Abb. 6.31). Die Kriechparameter der unterkrustalen Lithologien sind in Tabelle VI.7 aufgeführt.

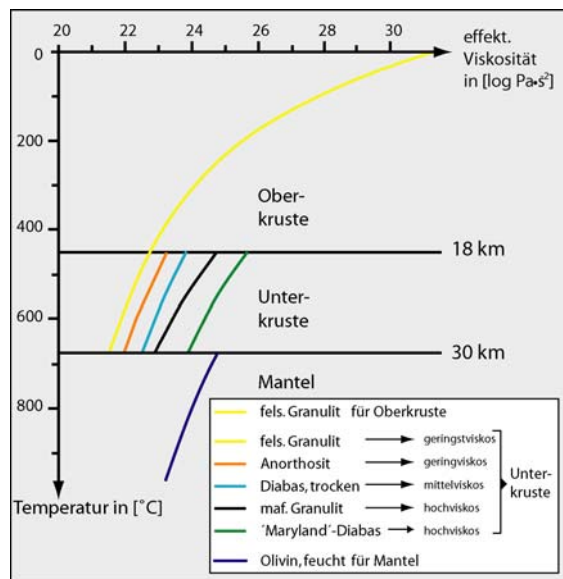


Abb. 6.31: Tiefenverlauf der effektiven Viskosität für verschiedene unterkrustale Lithologien bei einer Verformungsrate $\dot{\epsilon}_e$ von $1 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$. Temperaturtiefenverlauf für alle Lithologien identisch.

Tabelle VI.7: Kriechparameter unterkrustaler Lithologien. Die Viskositäten nehmen für gleiche Temperatur und Verformungsrate von oben nach unten zu.

Lithologie	Kriechparameter		
	A in $[\text{Pa}^{-n}/\text{s}]$	Q in $[\text{kJ/mol}]$	n
Granulit, felsisch (WILKS & CARTER, 1990)	$2,01 \cdot 10^{-21}$	243	3.1
Anorthosit (SHELTON & TULLIS, 1981)	$2,06 \cdot 10^{-23}$	239	3.2
Diabas, trocken (STREHLAU & MEISSNER, 1987)	$7,94 \cdot 10^{-25}$	260	3.4
Granulit, mafisch (WILKS & CARTER, 1990)	$8,83 \cdot 10^{-22}$	445	4.2
'Maryland'-Diabas (MACKWELL et al., 1998)	$5,05 \cdot 10^{-28}$	485	4.7

Für die Bemessung einer oberen und unteren Temperaturgrenze an der Moho muß zu der rezenten Bandbreite vermuteter Mohotemperaturen im ORG-Gebiet von < 600 bis > 700 °C (Kap. 2.4.2) die Abkühlung hinzuaddiert werden, die aus der thermischen Diffusion und der verringerten radiogenen Wärmeproduktion seit Beginn der Riftentwicklung resultiert. Eine thermische Modellierung mit den

bisherigen best fit-Einstellungen über die gesamte Zeitdauer der ORG-Evolution führt zu einer Abkühlung an der Moho, die 50 °C nicht überschreitet. Daraus resultieren Mohotemperaturen zu Modellierungsbeginn von 620 °C (kalt), 670 °C (warm) und 750 °C (heiß). Die Starttemperaturen am Top der Unterkruste betragen zwischen 400 °C (kalt), 450 °C (warm) und 480 °C (heiß). Die Verknüpfungen der unterschiedlichen Temperaturverteilungen und Kriechparameter zu den jeweiligen Szenarien sind in Tabelle VI.8 zusammengefaßt.

Tabelle VI.8: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn

Störungsgeometrie der Randverwerfungen	scheinbare Reibungskoeffizienten	Kriechparameter/Temperatur	initiale Tiefenerstreckung der Randverwerfungen
sub listrisch	westl. Störung: 0.3 östl. Störung: 0.4 keine Verformungsschwächung im Sprödbereich	Szenario 0 (geringviskos + warm) Oberkruste: <u>Fels. Granulit</u> Unterkruste: <u>Anorthosit</u> Wärme fluß Moho=30 mW/m ² ergibt: - Wärme fluß EOF = 75 mW/m ² - Temp. Grenze OK/UK = 450 °C - Temp. Moho = 670 °C	13 km
		Szenario 1 (geringstviskos + kalt) Oberkruste: <u>Fels. Granulit</u> Unterkruste: <u>Fels. Granulit</u> Wärme fluß Moho=26 mW/m ² ergibt: - Wärme fluß EOF = 68 mW/m² - Temp. Grenze OK/UK = 400 °C - Temp. Moho = 620 °C	16 km
		Szenario 2 (mittelviskos + warm) Oberkruste: <u>Fels. Granulit</u> Unterkruste: <u>Diabas, trocken+maf. Granulit</u> Wärme fluß Moho=30 mW/m ² ergibt: - Wärme fluß EOF = 75 mW/m ² - Temp. Grenze OK/UK = 450 °C - Temp. Moho = 670 °C	12 km
		Szenario 3 (hochviskos + heiß) Oberkruste: <u>Fels. Granulit</u> Unterkruste: <u>'Maryland'-Diabas, trocken</u> Wärme fluß Moho=38 mW/m ² ergibt: - Wärme fluß EOF = 82 mW/m² - Temp. Grenze OK/UK = 480 °C - Temp. Moho = 750 °C	13 km

Sowohl die Viskositäten aufgrund unterschiedlicher Kriechparameter und als auch die Temperaturen nehmen von Szenario 1 bis Szenario 3 zu. Dadurch nähern sich die temperaturkorrigierten Viskositätswerte der einzelnen Lithologien einander an. Es bleibt dennoch die Klassifizierung der Rheologien nach Abb. 6.31 bestehen und die temperaturkorrigierten Viskositäten der jeweiligen Lithologien steigen von Szenario 1 bis 3.

Die Änderungen im anfänglichen Temperaturtiefenverlauf bewirken eine unterschiedliche Tiefenerstreckung der Randstörungen bzw. der Sprödviskos-Grenze in den Kontinuumssegmenten zwischen 12 und 16 km. Es wird für alle Szenarien eine sublistrische Störungsgeometrie mit der Reibungskoeffizientenkombination 0.3/0.4 ohne Verformungsschwächung im Sprödreime verwendet.

6.5.2 Beobachtungen am FE-Modell

Für alle Szenarien treten Verlagerungen der 'Spröd-duktil'-Grenze zu größeren Tiefen auf. Es erfolgt ein Abbruch und Neustart der Modellierungen mit veränderter Tiefenerstreckung der Kontaktelemente. Die Beobachtungen beziehen sich auf die Simulationen mit der modifizierten Störungskonfiguration.

Szenario 1: geringstviskos + kalt

Das Szenario 1 beinhaltet uniforme Kriechparameter über die gesamte Krustenmächtigkeit. Nach wenigen 100 Ta progradieren die Randstörungen zu größeren Tiefen. Im Osten werden 17 km und im Westen 18 km erreicht, sodaß eine lokalisierte Spröddeformation in der gesamten Oberkruste auftritt.

In der Modellierung erfolgt eine Nichtkonvergenz bei der numerischen Lösungsfindung nach Erreichen einer horizontalen Extension von ca. 5.0 km. Ursächlich für den Modellzusammenbruch sind die sprunghaft zunehmenden Verzerrungen des Gitternetzes in der Unterkruste innerhalb weniger Zeitschritte. Die Subsidenz an jedem Punkt des Grabenprofils weist zunächst in den ersten 4 Ma eine geringfügige Abnahme pro Zeiteinheit auf, welches von einer steten Beschleunigung der Absenkung bis zum Abbruch der Simulation nach ca. 8.25 Ma abgelöst wird. Im Szenario 0 mit den bisherigen Vorgaben in Bezug auf Kriechparameter und Temperaturverteilung nimmt dagegen die Subsidenzrate über die gesamte Simulationsdauer geringfügig ab (Abb. 6.32).

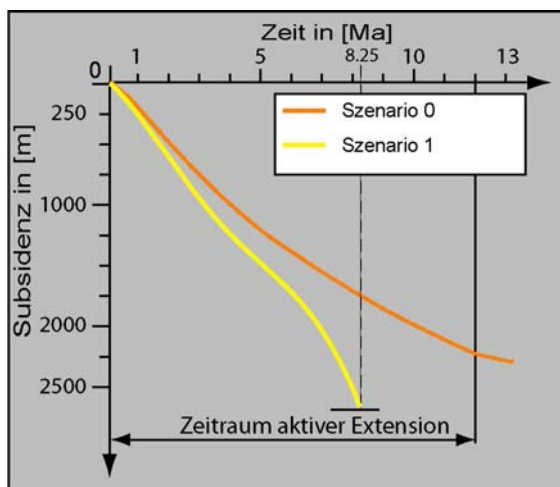


Abb. 6.32: Subsidenzverlauf an der westlichen Randstörung für Szenario 0 und 1; Abbruch der Simulation für Szenario 1 nach 8.25 Ma.

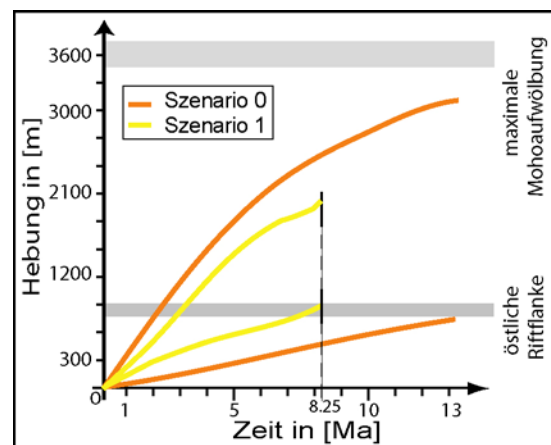


Abb. 6.33: Maximale Hebung von Moho und östlicher Riftflanke für Szenario 0 und 1; graue Balken: Vergleichskriterien für die Festlegung von best fit-Werten, Abbruch der Simulation für Szenario 1 nach 8.25 Ma.

Die Abnahme der Subsidenzraten ist auf die Verflachung der Randstörungen im Laufe der Modellierungen zurückzuführen. Sie erzeugt aufgrund der konstanten Geschwindigkeitsrandbedingung an den Modellseiten eine geringere Subsidenz pro Zeitschritt.

Das Szenario 1 zeigt bis zum Abbruch der Simulation eine ausgeprägte Unterentwicklung der Mohoaufwölbung und eine Überbewertung der Schulteranhebung gegenüber dem Szenario 0 (Abb. 6.33). Die östliche Riftflanke erreicht bei dieser geringen horizontalen Extension bereits annähernd den Vergleichsmaßstab von ca. 800 bis 900 m, wohingegen die tendenzielle Entwicklung in der Mohoaufwölbung eine drastische Unterschätzung zu höheren Extensionsbeträgen erwarten ließe.

Szenario 2: mittelviskos + warm

Das Szenario 2 sieht eine lithologisch unterteilte Unterkruste vor. Zwischen dem Top der Unterkruste und einer Tiefe von 24 km werden die Kriechparameter eines mittelviskosen Diabas verwendet. Bis zur Moho in 30 km wird ein Deformationsverhalten eines hochviskosen mafischen Granulits implementiert. Die letztlichen Tiefenerstreckungen beider Randstörungen sind mit 16 km in Westen und 15 km im Osten genau so hoch wie im Referenzmodell des Szenarios 0. Unterschiede in den Vertikalbewegungen zwischen beiden Modellierungen rühren damit einzig aus der Änderung der unterkrustalen Kriechparameter her.

Die Mohoaufwölbung wird breiter und um ca. 150 m höher. An der Erdoberfläche wird dagegen die Rifttopographie auf der westlichen Grabenseite geglättet. Die Anhebung der Schulter sinkt um 50 m, die Subsidenz der Grabens um 100 m (Abb. 6.34). An der östlichen Grabenflanke befinden sich die Änderungen im Bereich der numerischen Auflösung. Es ergibt eine geringe Abnahme der strukturellen Asymmetrie um 100 m in der Oberkruste durch eine höherviskose Unterkruste.

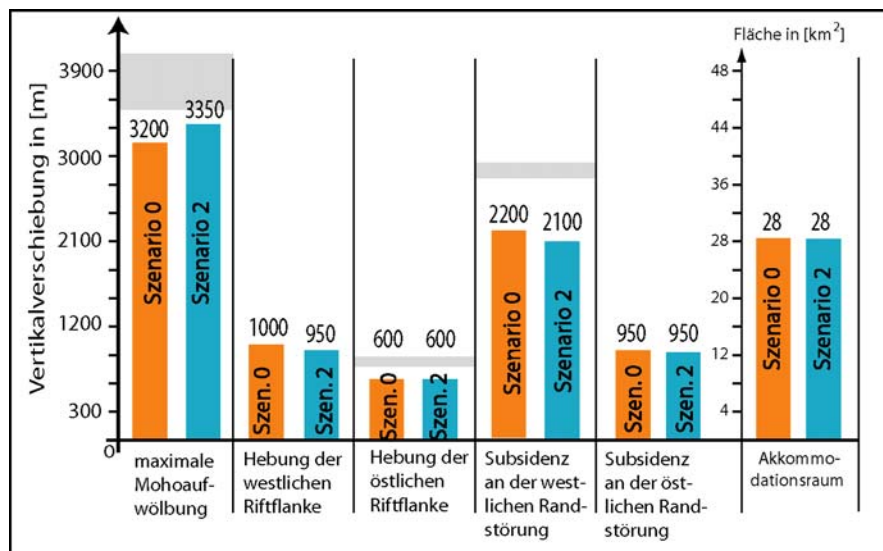


Abb. 6.34: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen von Moho, Grabenblock und Riftflanken für Szenario 0 (orange) und Szenario 2 (blau); graue Balken: Vergleichskriterien für die Festlegung von best fit-Werten (Kap. 6.1.4).

Szenario 3: hochviskos + heiß

Durch die Einführung hochviskoser Rheologien ist die obere Unterkruste bereits zu Modellierungsbeginn in einen Tiefenintervall hoher Spannungskonzentration. Noch vor Erreichen der maximalen Geschwindigkeitsrandbedingung nach 200 Ta vollzieht sich in den obersten 2 bis 4 km der Unterkruste ein Wechsel im Deformationsverhalten von Kriechen zu Sprödbrech (Abb. 6.35). Der Wechsel findet über die gesamte Breite des Modells statt. Auch bei Verwendung von Kriechparametern eines etwas geringer viskosen mafischen Granulits anstatt jenen des 'Maryland'-Diabas bleiben der Wechsel des Deformationsregimes und der Spannungstiefenverlaufs bestehen.

Der maximale Tiefgang beider Randstörungen beträgt 12.5 km. Er liegt damit nur um 0.5 km tiefer als die Spröde-viskos-Grenze in den Kontinuumssegmenten, für deren Ermittlung ein deutlich höherer Koeffizient von $\mu_a = 0.65$ zugrunde liegt. Der Tiefgang spröder Deformation ist damit nahezu unabhängig von den mechanischen Eigenschaften der Schwächezonen. Beide Störungen behalten ihre initialen Einfallswinkel während der ganzen Simulation bei.

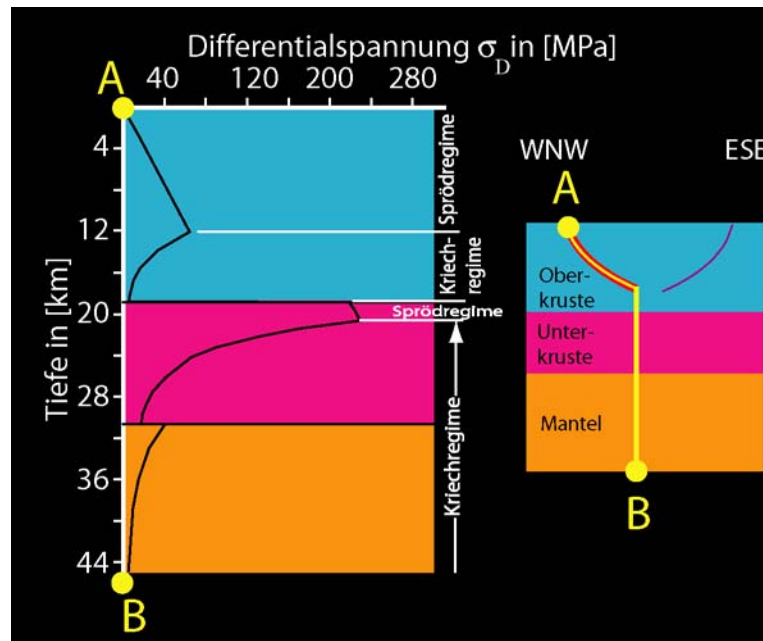


Abb. 6.35: Spannungstiefenprofil A-B für Szenario 3 nach 150 Ta (schwarze Linie).
Verlauf des Spannungstiefenprofils A-B siehe rechte Abbildung.

In Unterkruste und Mantel besitzen die oberkrustalen Schwächezonen keinerlei Einfluß auf den dortigen Deformationsstil. Es findet eine symmetrische Streckung im pure shear-Modus statt. Die Anhebung der Moho erfolgt völlig delokalisiert über die gesamte Modellbreite. Sie weist mit ca. 4000 m den höchsten Wert aller Simulationen der Parameterstudie auf und liegt um fast 1000 m über den Referenzwert des Szenarios 0 (Abb. 6.36).

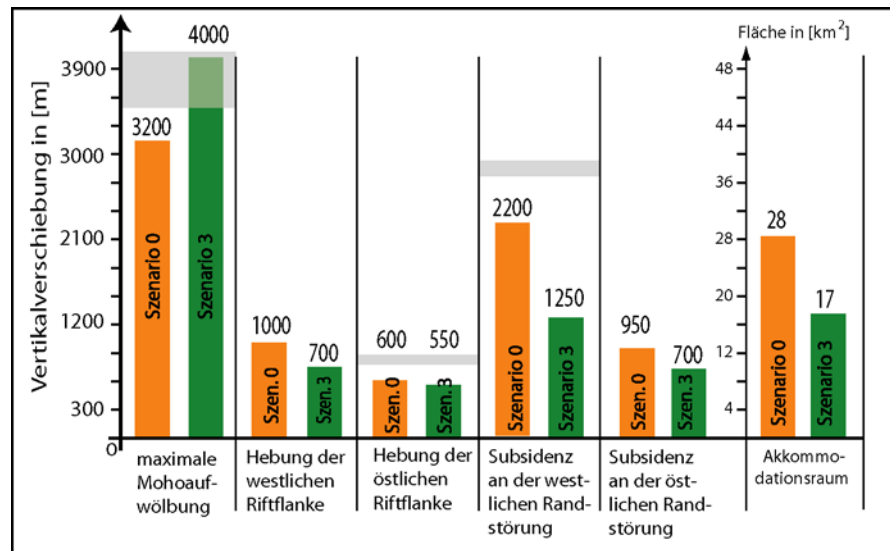


Abb. 6.36: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen von Moho, Grabenblock und Riftflanken für Szenario 0 (orange) und Szenario 3 (grün); graue Balken: Vergleichskriterien für die Festlegung von best fit-Werten (Kap. 6.1.4).

Im seichten Krustenniveau bestimmt die Verformungslokalisation auf den Randstörungen ebenfalls nur in stark reduziertem Maße das strukturelle Erscheinungsbild. Die Hebung der Riftschultern und Subsidenz des Grabens sinken. Die Änderungen in den Vertikalbewegungen fallen dabei an der westlichen Grabenflanke bedeutender aus als im Osten. Hier sticht besonders die drastische Abnahme der Subsidenz an der westlichen Randstörung auf den Wert von 1250 m heraus. Sie unterbietet den Vergleichswert aus dem Referenzmodell um ca. 1000 m. Die deutliche Annäherung der

Hebungs- bzw. Subsidenzbeträge zwischen beiden Grabenseiten sowie der gleiche Tiefgang beider Randverwerfungen kennzeichnet eine merkliche Abnahme der strukturellen Asymmetrie wie sie im Referenzszenario 0 für die gleiche Reibungskoeffizientendifferenz, aber geringviskoser Unterkruste noch deutlich erkennbar ist. Die tendenziellen Änderungen der Vertikalbewegungen in den Szenarien 2 und 3 belegen, daß höhere Viskositäten in der Unterkruste die strukturelle Asymmetrie des Rifts über die gesamte Modelltiefe reduzieren und so dem Einfluß der Reibungskoeffizienten sowie der Koeffizientendifferenz zwischen den Randstörungen auf den Deformationsstil entgegenwirken.

6.5.3 Fazit aus den Beobachtungen

Asymmetrische Extension versus symmetrische Extension

Die Modellierungen der Parameterstudie verknüpfen zwei Deformationsstile. Im Spröddregime erfolgt eine Extension im simple shear-Modus durch den Versatz an den Randverwerfungen. Eine Reibungskoeffizientendifferenz zwischen den Störungen verursacht in Verbindung mit ihrer jeweiligen Tiefenerstreckung ein asymmetrisches Strukturbild. Dem steht im Kriechregime eine symmetrische Extension im pure shear-Modus gegenüber. Zu niedrigeren Reibungswerten und tiefer reichenden Störungen wurde bisher dem Feld viskoser Materialreaktion der Deformations- und Strukturstil des Spröddregimes aufgeprägt (vgl. Szenario 0). Die Einführung höherviskoser Materialien in der Unterkruste (Szenarien 2 und 3) reduziert oder beseitigt die strukturelle Asymmetrie des Rifts in allen lithologischen Abteilen. Die Dominanz des einen Deformationsstils im Feld des anderen ist demnach an eine weitere Bedingung geknüpft.

Abb. 6.37 stellt die Spannungstiefenverläufe im Kontinuum und die Horizontalverschiebungen für die Szenarien 0 und 3 gegenüber. Im gleichen Abstand von den Modellseiten nehmen bei geringst- bis mittelviskoser Unterkruste die Horizontalverschiebungen aus dem oberkrustalen Spröddregime bis in das viskose Deformationsfeld darunter ab (Szenario 0 in Abb. 6.37a und b). Für eine hochviskose Unterkruste sind die Horizontalverschiebungen in beiden Deformationsdomänen annähernd konstant (Szenario 3 in Abb. 6.37a und b). Die Übertragung der seitlichen Geschwindigkeitsrandbedingungen bis in den Grabenbereich ist demnach vom Verhältnis der integrierten Festigkeiten zwischen beiden Deformationsdomänen abhängig. Mit hochviskosen Kompartimenten in der Unterkruste liegen dort die höchsten Spannungskonzentrationen vor (Szenario 3; Abb. 6.37c). Die Randbedingungen werden dann vornehmlich in Unterkruste und Mantel übertragen. Die raumgreifende viskose oder spröde Deformation in diesen lithologischen Abteilen gibt einen symmetrischen Deformationsstil über die gesamte Modelllithosphäre vor. Dem Spröddregime der Oberkruste werden die Horizontalverschiebungen des Kriechregimes aufgeprägt und die eingebetteten Störungen verformen sich passiv. Die Störungen können nur dann als Schwächezonen greifen, wenn eine Konzentration der integrierten Festigkeit in Kontinuum des oberkrustalen Spröddregimes vorliegt (Szenario 0; Abb. 6.37c). Die auferlegten Horizontalverschiebungen werden in diesem Tiefenintervall an die Störungen projiziert. Die Verformungslokalisation an den Schwächezonen gibt in Verbindung mit einer Reibungskoeffizientendifferenz eine vorherrschend asymmetrische Deformation in der Lithosphäre vor.

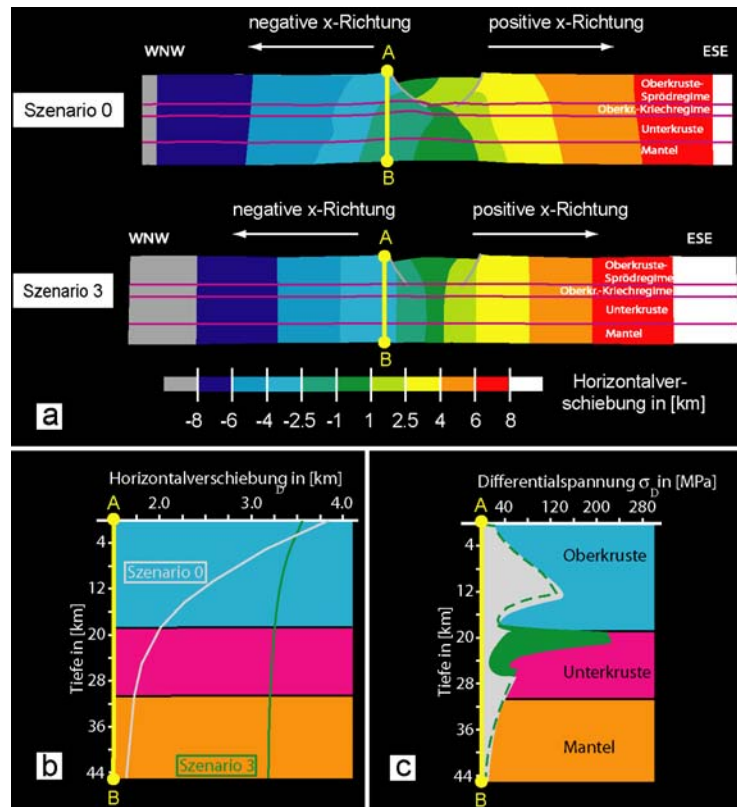


Abb. 6.37: Gegenüberstellung der Horizontalverschiebungen und Spannungstiefenprofile für die Szenarien 0 und 3 nach 6.5 km horizontaler Extension.

- a. Horizontalverschiebungen in [km]; Abbildungen nicht vertikal überhöht.
- b. Tiefenverlauf der Horizontalverschiebungen entlang dem Pfad A-B unmittelbar im Liegenden der westlichen Randstörung; Lage des Pfades A-B siehe Abb. a.
- c. Spannungstiefenprofile entlang dem Pfad A-B; graue Fläche: integrierte Festigkeit für Szenario 0, grüne Fläche und grüne Linie: integrierte Festigkeit für Szenario 3; Lage des Pfades A-B siehe Abb. a.

Kritische Betrachtung der Modellierungsvorgaben

In Szenario 3 ist eine äußerst hohe Spannungskonzentration in der Unterkruste gegeben. Die Modellierung in diesem extremen Randbereich thermisch-rheologischer Verhältnisse erlaubt es, die Bedingungen zu identifizieren, unter denen der Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' wesentlichen Einfluß auf die Strukturentwicklung des Grabens nimmt. Der Spannungstiefenverlauf dieser Simulation entspricht allerdings nicht den realen Verhältnissen in Riftsystemen. Durch die Implementierung hochviskoser Materialien in der Unterkruste findet dort ein Übergang zu elastoplastischem Materialverhalten statt. Der Wechsel des Deformationsregimes wird für eine lineare Tiefenextrapolation der elastoplastischen Grenzspannung vorgenommen. Im Gegensatz hierzu lassen Ergebnisse von Laborexperimenten und theoretische Betrachtungen vermuten, daß die Grenzspannung unter mitt- unter unterkrustalen P-T-Bedingungen unabhängig vom tektonischen Regime annähernd konstante Werte aufweist und erheblich unter den Werten liegt, die von den Versagenskriterien prognostiziert werden (z. B. RICE, 1992; SHIMADA, 1993). Die hohen Differentialspannungen in der Unterkruste des Szenarios 3 sind damit eher artifizieller Natur. Es darf daher vermutet werden, daß der Einfluß des unterkrustalen Deformationsstils auf das strukturelle Erscheinungsbild des Rifts unter natürlichen Umständen erheblich in seinen Auswirkungen zurückbleibt als es in Szenario 3 aufgezeigt wird.

Einbindung des Vergleichsdatensatzes

Die Simulation ergibt einen Ausschluß sehr geringviskoser und hochviskoser Materialien in der Unterkruste des ORG-Gebiets (Szenario 1 und 3). In Szenario 1 ist durch die Verwendung des sehr geringviskosen Materialtyps eine Überschätzung eines Vergleichskriteriums mit einer Unterbewertung eines anderen Evaluierungsmaßstabes verbunden, sodaß die Vertikalbewegungen durch eine veränderliche Extension nicht auf einen best fit-Zustand mit dem Vergleichsdatensatz entwickelt werden können. Ein weiterer Ablehnungsgrund ist der 'runaway'-Verlauf der Graben-subsidenz, der trotz niedriger Temperaturen zu einem Modellierungsabbruch führt.

In Szenario 3 darf der Vergleichsdatensatz nicht zur Beurteilung des Modellierungsansatzes verwendet werden. Das symmetrische Strukturbild und die Delokalisierung der Mohoaufwölbung resultieren aus der enormen Festigkeitskonzentration in der Unterkruste, welche als eine Artefakt aus der Tiefenextrapolation der elastoplastischen Grenzspannung anzusprechen ist. Es sind vermutlich wesentlich geringere Grenzspannungen in der Unterkruste anzunehmen. Sie rufen trotz der hohen Temperaturwerte einen Wechsel zu spröder Materialreaktion über ein stark vergrößertes Tiefenintervall hervor. Die Existenz eines solchen Spröde regimes findet in der Unterkruste des ORG-Gebiets keine Entsprechung (Kap. 2.1.2) und dient damit als eigentlicher Ablehnungsgrund für die Verwirklichung hochviskoser Einheiten unter dem Graben.

Durch den Einsatz gering- bis mittelviskoser Materialien (Szenario 0 und 2) tritt eine allgemeine Unterbewertung der Vergleichskriterien ein. Sie kann über eine Anpassung der horizontalen Extension aufgehoben werden. Die Parametervariation erlaubt es somit, die Bandbreite der unterkrustalen Kriechparameter für die Simulation der ORG-Entwicklung auf diese gering- bis mittelviskose Materialien festzulegen.

Aus den Simulationen ist keine Fixierung einer Temperaturverteilung im Prüfstadium ableitbar. Die Szenarien 0 und 2 weisen auch für andere Starttemperaturen (heiß und kalt) eine konsequente Unterbewertung der Vergleichskriterien auf und unterscheiden sich voneinander in ihren Auswirkungen auf die Strukturentwicklung ebenfalls nur geringfügig.

Die Zusammenstellung der bisherigen best fit-Festlegungen:

- sublistrische Geometrie der Randverwerfungen, Zweigstörungen steiler einfallend als Haupt-randverwerfungen
- Reibungskoeffizienten von ca. 0.3 auf der Hauptstörung und um 0.4 auf der Zweigstörung bei einer Koeffizientendifferenz von ≤ 0.1
- Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation bis 16 km entlang der Hauptstörung und bis 15 km an der Zweigstörung
- **Verwendung der Kriechparameter des Anorthosit (geringviskos) oder des Diabas, trocken (mittelviskos) für die Unterkruste**

Die Modellierungen beinhalten bisher die Annahme, daß sich die Deformation unterhalb des maximalen Tiefgangs der Randstörungen raumgreifend vollzieht. Diese Vorbedingung ist zumindest für große Bereiche der Unterkruste verwirklicht (Kap. 2.1.2). Für die tiefere Oberkruste liegen seismische Befunde auf potentielle Scherzonen bis zum Top der Unterkruste in 18 km Tiefe vor. Für die Mantellithosphäre sind die seismischen Daten keine Entscheidungshilfe für oder gegen einen Deformationsstil (Kap. 2.1.3). Die nachfolgenden Modellierungen nehmen deshalb Bezug auf die Möglichkeit einer Verformungslokalisierung in der tiefen Oberkruste und im Mantel (Kap. 6.6).

6.6 Lokalisierte Deformation im Kriechregime

Die Verwendung von Kontaktelementen beschränkte sich in den bisherigen Modellierungen auf das Spröddregime, weil mathematische Beziehungen zur Beschreibung lokalisierter Deformation im Spröd-viskos-Übergangsbereich und im Kriechregime für einen realen Anwendungsfall nicht vorliegen (Kap. 4.2.2.1 und 4.2.3.1). Das Reibungsgleiten entlang der vordefinierten Schwächezonen wurde zur Tiefe hin von raumgreifend-viskoser Deformation abgelöst. Der Übergangsbereich zwischen beiden Deformationsdomänen vollzog sich in einem konkreten Tiefenniveau (Kap. 4.2.3.2). Nachfolgend wird bewußt eine Verformungslokalisierung auch im Kriechregime durch die Verwendung von Kontaktelementen oder mathematischer Erweiterungen der Kriechgesetze hervorgerufen. Der manipulative Eingriff zielt darauf ab, die Translationen und das Spannungsverformungsverhalten Extremwerten zuzuführen und so die implizite Annahme einer lokalisierten Spröddeformation und duktilem Kriechverhalten im ORG-Gebiet einer Evaluierung zu unterziehen.

6.6.1 Tieferer Streckung der Randverwerfungen

6.6.1.1 Modellierungsvorgaben

Im ORG-Gebiet erstrecken sich seismische Reflektoren unbekannter Orientierung bis zum Top der Unterkruste in 18 km Tiefe, wenn der velocity pull down-Effekt bei der Tiefenkonvertierung der seismischen Signale einbezogen wird (Kap. 2.1.2). Dagegen reicht in den Modellierungen die Verformungskonzentration für bevorzugte Reibungskoeffizientenkombinationen um 0.3/0.4 entlang der Randstörungen bis in maximal 16 km Tiefe. Im folgenden wird von einer Präexistenz ORG-paralleler Scherzonen über die gesamte Oberkruste bis in 18 km Tiefe ausgegangen. Die Kontaktelemente für beide Randstörungen werden bis in diese Tiefe implementiert (Abb. 6.38).

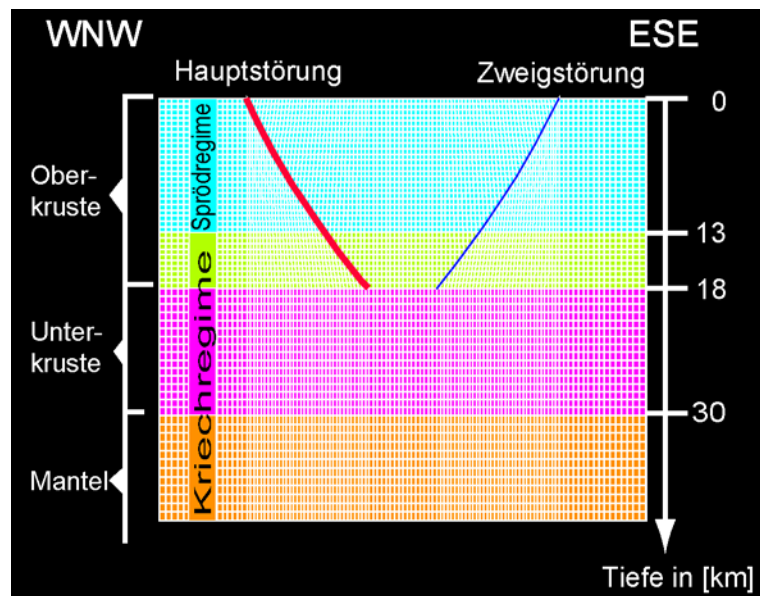


Abb. 6.38: Ausschnitt aus der initialen Modellgeometrie mit Tiefenverlauf der Randverwerfungen. Die Hauptstörung mit dem niedrigeren Reibungskoeffizienten befindet sich im Westen (rote Linie). Die Zweigstörung mit einer höheren Scherfestigkeit bildet die östliche Grabengrenze (blaue Linie). Zwischen 13 und 18 km Tiefen befinden sich die Kontaktelemente in einer Umgebung, die sich viskos verformt.

In Unterkruste und Mantel schließt sich in der Simulation eine raumgreifend-viskose Materialreaktion an. Mit den thermisch-rheologischen Festlegungen gemäß Tabelle VI.9 ergibt sich eine Spröd-viskos-Grenze entlang der Kontaktelemente in 13 km Tiefe. Die Kontaktsegmente in der Kriechdomäne zwischen 13 und 18 km erhalten eine Grenzspannung σ_Y von 10 MPa. Dieser Betrag ist der geringstmögliche Wert, welcher eine gegenseitige Durchdringung der Kontaktelemente verhindert.

Tabelle VI.9: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn

Störungsgeometrie der Randverwerfungen	scheinbare Reibungskoeffizienten	Kriechparameter/Temperatur	Tiefenerstreckung der Randverwerfungen
planar	westl. Störung: 0.3 östl. Störung: 0.4 keine Verformungsschwächung im Sprödbereich	Kriechparameter: Oberkruste: <u>Fels. Granulit</u> Unterkruste: <u>Anorthosit</u> Temperatur: Wärmefluß Moho = 30 mW/m ² ergibt: - Wärmefluß EOF = 75 mW/m ² - Temp. Grenze OK/UK = 450 °C - Temp. Moho = 670 °C	18 km zwischen 13 und 18 km im Viskosbereich mit $\sigma_Y = 10$ MPa

Die Reibungskoeffizienten, Kriechparameter und Temperaturverteilung gehen mit der best fit-Einstellung aus den vorhergehenden Simulationen in die Modellierung ein. In Bezug auf die Störungsgeometrie der Randverwerfungen wird ein planarer Tiefenverlauf verwendet. Er dient dazu, die Interndeformation des Grabenbocks zu maximieren.

6.6.1.2 Beobachtungen am FE-Modell

Zu Vergleichszwecken werden die Untersuchungsschwerpunkte des Modells mit 18 km tiefen Störungen den Ergebnissen aus einer Simulation gegenübergestellt, in denen die Randstörungen auf das Sprödregime beschränkt und sind nur bis in 15 km Tiefe reichen. Alle anderen Modellvorgaben entsprechen jenen der Tabelle VI.9.

- Verformungsverteilung (Abb. 6.39)

Die größere Tiefenerstreckung der Randstörungen verursacht eine Verformungskonzentration auf die Grabensäule. Die Schulterregionen weisen keine nennenswerte Deformation auf. In der Grabensäule ist mit dem größeren Störungstiefgang ein signifikanter Verformungstransfer aus der Ober- in die Unterkruste verbunden. Der Grabenblock wird kaum deformativ beansprucht. Die Unterkruste zeigt eine intensivere Beanspruchung als in Modellen mit seichteren Randstörungen. Der diskrete Versatz entlang der Randstörungen wird allerdings unter den herrschenden thermisch-rheologischen Rahmenbedingungen bereits in der oberen Unterkruste von einer sehr diffusen Verformungsverteilung abgelöst.

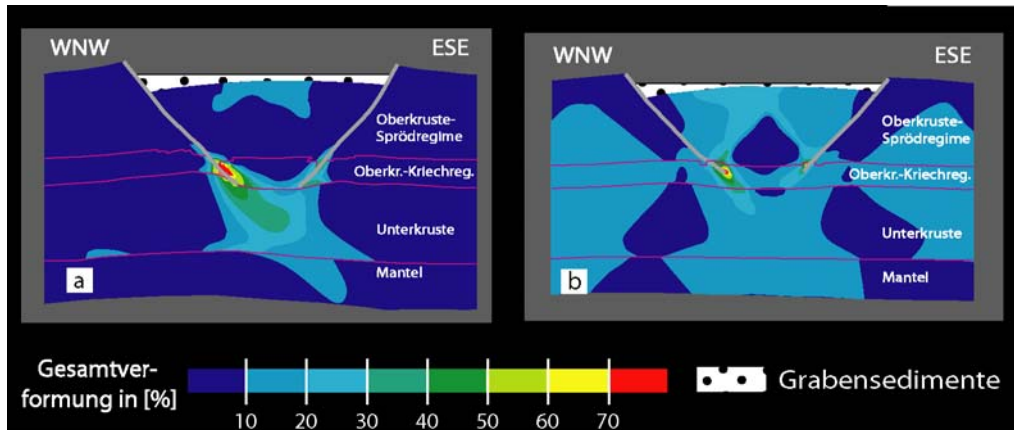


Abb. 6.39: Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%] nach 6.5 km horizontaler Extension; Grabenbreite von 41.5 km als horizontaler Maßstab; Plots nicht vertikal überhöht.
a. für Scherzonen bis in 18 km Tiefe.
b. für Vergleichsmodell mit 15 km tiefen Störungen.

- Vertikalbewegungen von Grabenblock, Riftflanken und Moho (Abb. 6.40)

Die Vertikalverschiebungen fügen sich in die tendenziellen Änderungen ein, die in Kap. 6.4 durch die Variation der Reibungskoeffizienten und veränderlichen Tiefgang der Randstörungen veranlaßt sind. Die Extremwerte bei der Koeffizientenkombination 0.02/0.22 werden trotz der höheren Reibungskoeffizienten von 0.3 bzw. 0.4 noch übertroffen bzw. unterboten (siehe Abb. 6.28). Die maximale Mohoaufwölbung nimmt durch die größere Tiefenerstreckung der Randstörung ab und weist mit 2750 m den geringsten Betrag aller Modellsimulationen auf. Der Grabenkollaps an den Randstörungen erzeugt dagegen Maximalwerte der Subsidenz an beiden Schwächezonen (2650 m im Westen und 1350 m im Osten). Die Riftflanken erreichen ebenfalls höchste Werte (1250 m im Westen und 950 im Osten).

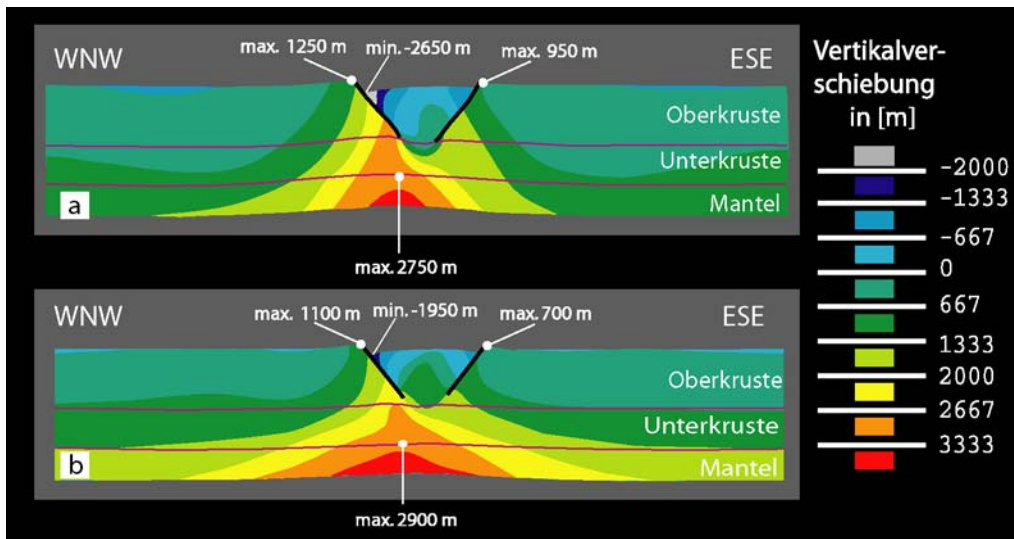


Abb. 6.40: Vertikalverschiebung in [m] nach 6.5 km horizontaler Extension; Grabenbreite von 41.5 km als horizontaler Maßstab; Plots nicht vertikal überhöht.
a. für Modell mit Störungen bis in 18 km Tiefe.
b. für Vergleichsmodell mit 15 km tiefen Störungen.

Die Asymmetrie der Beckenstruktur aus Differenz zwischen der Subsidenz an der westlichen Störung und der an der östlichen Schwächezone liegt mit 1250 m unter den Extremwerten für ähnliche Kombinationen der Reibungskoeffizienten, aber mit geringerem Tiefgang beider

Randstörungen. Die bis an der Basis der Oberkruste reichenden Störungen verhindern als Impermeabilitätsflächen einen duktilen Fluß in der tieferen Oberkruste, welcher nach den Ausführungen in Kap. 6.4.2.2 zur flachkrustalen Asymmetrie der Riftstruktur beiträgt.

Das Riftzentrum unterliegt einer bedeutenden Absenkung von 700 bis 800 m, wohingegen in allen bisherigen Modellierungen mit planaren Randstörungen nur eine Subsidenz von wenigen 100 m oder Erosion durch Hebung auftrat. Diese hohe Subsidenz und die geringe Interndeformation zeigen, daß der Graben an den tiefreichenden Störungen als eine gesamtheitliche Extensionsstruktur einsinkt.

6.6.1.3 Fazit aus den Beobachtungen

Die Existenz lokalisierter Deformation bis in 18 km Tiefe während der oberrheinischen Riftentwicklung ist sehr unwahrscheinlich. Während der quantitative Vergleichsdatensatz in Bezug auf die maximale Beckensubsidenz und Anhebung der östlichen Grabenschulter mit einer horizontalen Extension von 6.5 km bereits erreicht oder leicht überschritten wird, tritt eine deutliche Unterschätzung des Mohouplifts ein.

Die Verformungsverteilung in der Riftstruktur stellt ein weiteres Argument gegen die Weiterentwicklung dieses Modellierungsansatzes dar. Die große Tiefenerstreckung der Randstörungen zieht einen ausgeprägten Verformungstransfer aus der Ober- in die Unterkruste nach sich, der trotz Verwendung einer planaren Störungsgeometrie in einer sehr geringen Interndeformation im Grabenblock mündet. Eine Ausweitung der Extension in den Graben ist ohne nennenswerte mechanische Beanspruchung des Grabenblocks nicht möglich. Die Beckengeometrie des Rift ist folglich mit Subsidenzzentren an beiden Randstörungen sowie einer zentralen Hochposition festgelegt, wie es bei planaren Randstörungen mit geringerem Tiefgang als Horst- und Grabenstruktur in Erscheinung tritt. Der Vergleich mit den Isopachenkarten der Grabensedimente (DOEBL, 1967, 1970) und geologischen Interpretationen von seismischen Profilen (siehe Abb. 2.2, 2.3, 2.4) zeigt, daß dieses Strukturbild nicht den realen Verhältnissen in ORG-Gebiet entspricht.

Durch die Präimplementierung der Verwerfungen bis in 18 km Tiefe wird die Abhängigkeit des Störungstiefganges von den thermisch-rheologischen Rahmenbedingungen sowie den Reibungskoeffizienten auf den Störungen beseitigt. Die Verformungsverteilung im Grabenblock und der strukturelle Bau stehen der weiteren Verfolgung dieses Modellierungsansatzes entgegen. Für die Simulation der ORG-Entwicklung können damit auch jene Werte für die Reibungskoeffizienten und thermisch-rheologischen Verhältnisse ausgeschlossen werden, die ebenfalls einen Störungstiefgang von 18 km verursachen (Kap. 6.7.3).

6.6.2 Scherzonen in der Mantellithosphäre

6.6.2.1 Modellierungsvorgaben

Die Simulationen werden um die Möglichkeit zur Lokalisierung der Deformation auf Scherzonen im Kriechregime ergänzt. Zu diesem Zweck wird in Anlehnung an RUTTER (1998) das Exponentengesetz (Gl. 4.12) um einen verformungsabhängigen Faktor ε_e^r erweitert:

$$\sigma_e = \left(\frac{\dot{\varepsilon}_e}{A_1} \right)^{\frac{1}{n}} \cdot e^{\left(\frac{Q_1}{n \cdot R \cdot T} \right)} \cdot \varepsilon_e^r \quad (6.1)$$

$$\text{mit } \varepsilon_e = \frac{1}{1+|\nu|} \cdot \sqrt{0.5 \cdot (\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_1 - \varepsilon_3)^2}$$

- σ_e : äquivalente Spannung in [MPa]
- A_1 : Vorfaktor in [$\text{Pa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$]
- Q_1 : Kriechaktivierungsenergie in [$\text{J} \cdot \text{mol}^{-1}$]
- R : universelle Gaskonstante, $R = 8.31441 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
- T : Temperatur in [K]
- ε_e : äquivalente Kriechverformung
- r : Deformationswiderstand
- ν : statische Poissonzahl

Für die Bedingung $r < 0$ tritt Verformungsschwächung ein. Eine Verformungskonzentration setzt des weiteren voraus, daß ein kritischer Verformungsbetrag für die Initiierung der Schwächung überschritten wird, und die Reduktion der Viskosität rasch auf einen stark erniedrigten Wert erfolgt (FREDERIKSEN & BRAUN, 2001). Allerdings zeigen die bisherigen Modellierungen, daß unter den wahrscheinlichen thermisch-rheologischen Bedingungen nach einer Dehnung von 6.5 km die Verformung in der tiefen Kruste und im Mantel sehr diffus verteilt ist und nur geringe Beträge um 10 % erreicht. Aufgrund dessen wird in Anlehnung auf den möglichen präexistenten Charakter mantellithosphärischer Scherzonen im ORG-Gebiet eine Zone aus niedrigviskosem Material in das strukturmechanische Modell vorab implementiert. Damit wird die Verformungskonzentration entlang der Scherzone bereits mit dem Modellierungsbeginn erzwungen. Die Lage der Schwächezone wird aus einer vorgeschalteten Modellierung ermittelt, in der die viskose Materialreaktion der Gl. 6.1 gehorcht. Die Schwächezone wird sodann in der Tiefenprojektion der westlichen Haupttrandstörung an die Moho eingebunden (Abb. 6.41). Die Materialreaktion in dieser Zone ist ein stationäres Kriechen nach Gl. 4.12 mit den Kriechparametern des niedrigviskosen Quarzits (naß). In der Umgebung erfolgt eine viskose Deformation mit Verformungsschwächung auf Basis der Gl. 6.1 und nach den thermisch-rheologischen Festlegungen von Tabelle VI.10. Der Deformationswiderstand wird auf den Wert $r = -1$ festgesetzt. Mit diesem Betrag nimmt die Verformungsschwächung das maximal mögliche Ausmaß an, mit dem noch eine Konvergenz bei der numerischen Lösungsfindung stattfindet.

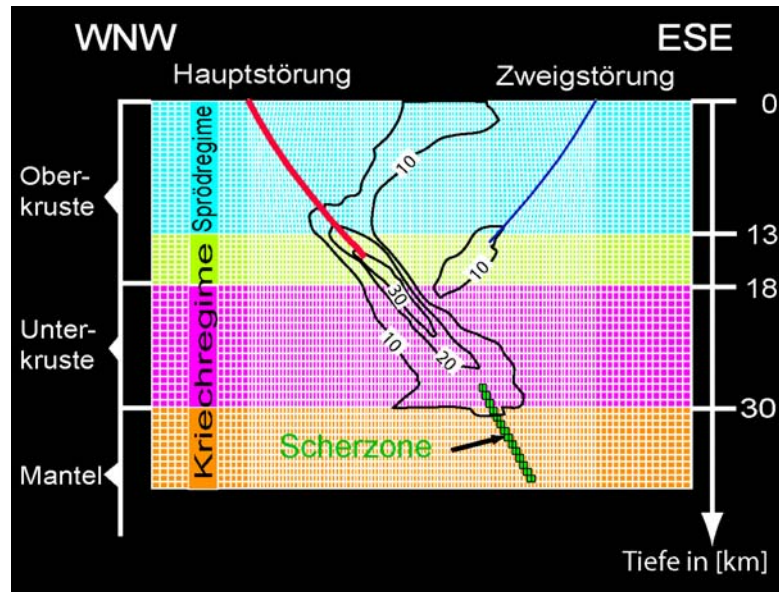


Abb. 6.41: Ausschnitt aus der initialen Modellgeometrie; dunkelgrün: Scherzone mit dem niedrigviskosem Quarzit; schwarz: Linien gleicher Verformung ε_e in [%] bei Modellierung mit Verformungsschwächung gemäß Gl. 6.1 und ohne Scherzone. Die Scherzone wird in der Tiefenprojektion der westlichen Randstörung (rote Linie) implementiert.

Tabelle VI.10: Festlegungen für die potentiellen Kontrollfaktoren zu Modellierungsbeginn

Störungsgeometrie der Randverwerfungen	scheinbare Reibungskoeffizienten	Kriechparameter/Temperatur	Lokalisierte Deformation im Kriechregime
planar	westl. Störung: 0.3 östl. Störung: 0.4 keine Verformungsschwächung im Sprödbereich	Kriechparameter: Oberkruste: <u>Fels. Granulit</u> Unterkruste: <u>Anorthosit</u> Scherzone: <u>Quarzit, naß*</u> Temperatur: Wärmefluß Moho = 30 mW/m ² ergibt: - Wärmefluß EOF = 75 mW/m ² - Temp. Grenze OK/UK = 450 °C - Temp. Moho = 670 °C	Verformungsschwächung im Kriechregime + präexistente Scherzone* in Unterkruste und Mantel

* Kriechparameter des Quarzits (naß) nach HIRTH et al. (2001): $n = 4.0$, $Q = 135 \text{ kJ/mol}$, $A = 1.2 \cdot 10^{-23} [\text{Pa}^{-n}/\text{s}]$

6.6.2.2 Beobachtungen am FE-Modell

Zu Vergleichszwecken werden die Modellierungsergebnisse den Ergebnissen aus einer Simulation gegenübergestellt, in der eine viskose Materialreaktion ausschließlich den rheologischen Beziehungen für stationäres Kriechen folgt (Gl. 4.12 und 4.13) und keine präimplementierte Scherzone an der Moho enthält. Alle anderen Modellvorgaben entsprechen jenen der Tabelle VI.10.

- Verformungsverteilung (Abb. 6.42)

Die Scherzone mit dem niedrigviskosen Quarzit führt zu der erwarteten Verformungskonzentration entlang ihrem Einfallen. Die Projektion der Scherzone sowie die Tiefenfortsetzung der oberkrustalen Störungen werden in der Kriechdomäne der tieferen Oberkruste und der

Unterkruste trotz der dortigen Verformungsschwächung signifikant verwirrt. Auch durch die Vorgabe kritischer Verformungsbeträge, ab denen erst eine Verformungsschwächung einsetzt, kann in diesem Tiefenintervall keine stärkere Verformungskonzentration erreicht werden.

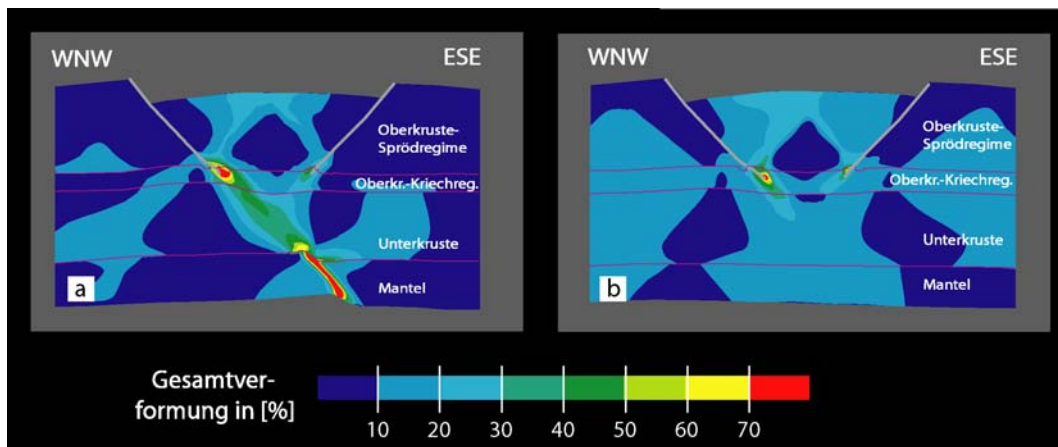


Abb. 6.42: Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%] nach 6.5 km horizontaler Extension; Grabenbreite von 41.5 km als horizontaler Maßstab, Plots nicht vertikal überhöht.

- a. für Modell mit Scherzone und Verformungsschwächung im Kriechregime.
- b. für Modell ohne Scherzone und stationärem Kriechen (Vergleichsmodell).

Die Tiefererstreckung beider Randverwerfungen ist um 1 km niedriger als im Referenzmodell (im Westen 14.5 zu 15.5 km, im Osten 13 zu 14 km). Die Verformungsschwächung im Kriechregime steht in der tiefen Oberkruste einer viskosen Härtung aufgrund lokal erhöhter Verformungsraten entgegen. Sie unterbindet einen Übergang zu sprödhafem Materialverhalten und einer Progradation der Randverwerfungen zu größeren Tiefen.

- Mohotopographie (Abb. 6.43)

Scherzone und Verformungsschwächung zwingen die maximale Mohoaufwölbung unter die östliche Randstörung. Die Moho wird an der Scherzone um ca. 2 km vertikal versetzt und bis zu 3800 m angehoben. Westlich dieser Scherzone liegt ein weiteres, relatives Maximum der Mohoanhebung von ca. 3000 m vor. Es befindet sich unter dem Störungsende der westlichen Randverwerfung. Seine Lage und der Anhebungsbetrag unterscheiden sich nur geringfügig von den Beobachtungen des Vergleichsmodells. Auch in mittkrustalen Tiefen weichen die Vertikalverschiebungen beider Modelle kaum voneinander ab. Diese Ähnlichkeit der Resultate hebt deutlich die lokale Natur der durch die Scherzone erzeugten Mohoaufwölbung hervor.

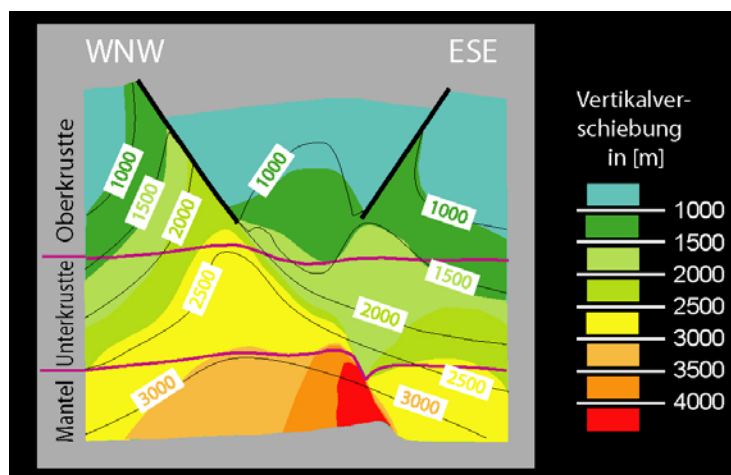


Abb. 6.43: Vertikalverschiebungen nach 6.5 km horizontaler Extension für Vergleichsmodell und Modell mit Mantelscherzone; Vertikalverschiebung des Vergleichsmodells als Konturlinien dargestellt (Zahlenangaben in [m]), Vertikalverschiebung des Modells mit Mantelscherzone als Flächenfarben (siehe Legende); Grabenbreite von 41.5 km als Maßstab; Plot nicht vertikal überhöht.

- Vertikalverschiebungen von Graben und Schultern (Abb. 6.44)

Die maximale Differenz in den flachkrustalen Vertikalverschiebungen liegt an der westlichen Riftflanke vor. Dort wird eine um 250 m geringere Subsidenz im Modell mit der Scherzone erreicht. Im Osten ist die Absenkung nur um 100 m kleiner. Die Hebungsbeträge der Riftflanken sind nahezu gleich.

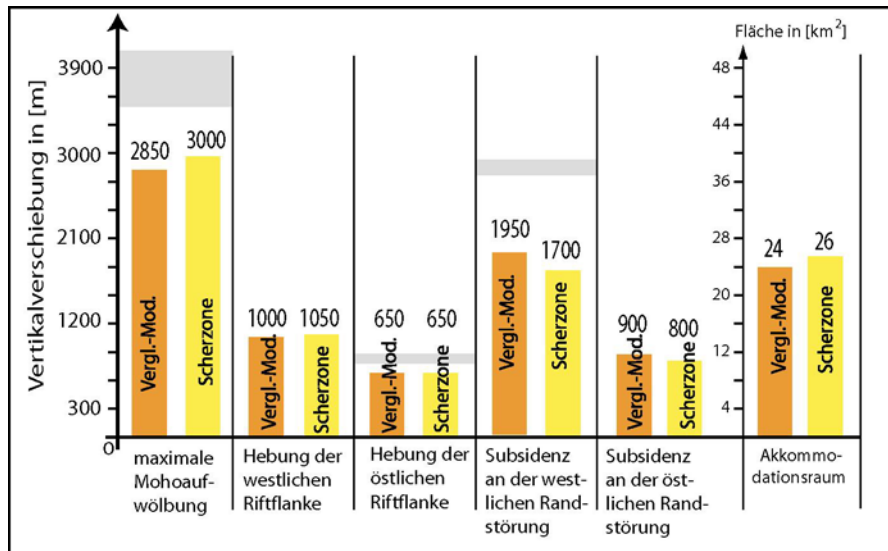


Abb. 6.44: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen von Moho, Grabenblock und Riftflanken für Vergleichsmodell (orange) und Modell mit Verformungsschwächung in Unterkruste und Mantel sowie Mantelscherzone (rot). In Bezug auf die Mohoaufwölbung ist nur die regionale Mohoaufwölbung dargestellt; graue Balken: Vergleichskriterien für die Festlegung von best fit- Werten (Kap. 6.1.4).

Die strukturelle Asymmetrie des Riftbeckens aus der Differenz beider Subsidenzbeträge ist etwas kleiner als im Referenzmodell (900 gegenüber 1050 m). Die Einbindung transienten Kriechens und vorab definierter Scherzone führt nach obiger Verformungsverteilung und Mohotopographie zwar zu einem asymmetrischen Strukturstil in der Unterkruste und im Mantel. Die Verknüpfung mit dem ebenfalls asymmetrischen rifting im oberkrustalen Sprödregime zieht allerdings eine höhere strukturelle Symmetrie des Riftbeckens nach sich.

6.6.2.3 Fazit aus den Beobachtungen

Asymmetrische versus symmetrische Extension

Die Einbindung asymmetrischer Extension in Unterkruste und Mantel erzeugt im flachkrustalen Bereich eine höhere Symmetrie im Strukturbild. Dieser scheinbare Widerspruch ist durch den geringeren Störungstiefgang veranlaßt, den eine Verformungsschwächung in der viskosen Domäne der tiefen Oberkruste hervorruft. Die seichtere Tiefenerstreckung lokalisiert-spröder Deformation wird in der Fortsetzung der Randstörungen innerhalb des oberkrustalen Kriechregimes nicht durch eine entsprechende Verformungskonzentration auf eine diskrete Scherzone aufgefangen. Damit wirkt die Reibungskoeffizientendifferenz zwischen den Randstörungen, welche ursächlich für eine asymmetrische Extension im Spröddregime ist, über ein geringeres Tiefenintervall. Der Versatz an der Hauptrandverwerfung wird in der Folge stärker reduziert als an der Zweigstörung.

Einfluß asymmetrischer Extension im Kriechregime auf das Strukturbild im ORG-Gebiet

Mit der Präimplementierung einer Mantelscherzone und der Optimierung des Faktors r in Gl. 6.1 soll ein höchstmögliches Maß von Verformungskonzentration im Kriechregime hervorgerufen werden. Der geringere Tiefgang der Randstörungen verursacht aber einen kleineren Verformungstransfer zu größeren Tiefen und konteragiert dort die Deformation im simple shear-Modus. Die Änderungen in den Vertikalbewegungen von Graben und Schultern belaufen sich auf maximal 250 m und sind damit vernachlässigbar gegenüber den Einflußnahmen durch andere Kontrollfaktoren. Die Mohotopographie wird durch die Mantelscherzone ebenfalls nur lokal modifiziert. Eine Kopplung zwischen der asymmetrischen Extension in der Oberkruste mit der simple shear-Deformation an der Moho liegt demnach nicht vor. Die horizontale Extension von 6.5 km reicht nicht aus, um eine bedeutende Verformungskonzentration in eine unterkrustale Scherzone zu bewirken und so das flachkrustale Strukturbild im bedeutsamen Ausmaß zu beeinflussen.

Die Zusammenstellung der bisherigen best fit-Einstellungen:

- sublistrische Geometrie der Randverwerfungen, Zweigstörungen steiler einfallend als Hauptrandverwerfungen
- Reibungskoeffizienten von ca. 0.3 auf der Hauptstörung und um 0.4 auf der Zweigstörung bei einer Koeffizientendifferenz von ≤ 0.1
- Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation bis 16 km entlang der Hauptstörung und bis 15 km an der Zweigstörung
- Verwendung der Kriechparameter des Anorthosit (geringviskos) oder des Diabas, trocken (mittelviskos) für die Unterkruste
- **stationäres Kriechen in Ober-, Unterkruste und Mantel ohne Präimplementierung von diskreten Scherzonen im Kriechregime**

6.7 Diskussion und Synthese der Modellierungsergebnisse

6.7.1 Diskussion der Arbeitshypothese

6.7.1.1 Regionalität der Flußmuster und des Potentialdefizits

Regionales Potentialdefizit durch krustale Ausdünnung

Das Kapitel 4.2.5 führt mehrere Quellen für die Entstehung lateraler Potentialgefälle auf. Unter ihnen scheidet für die Parameterstudie eine thermisch induzierte Dichteschwankung als mögliche Ursache aus, weil die Isothermen im gesamten Modell horizontal verlaufen. Von den restlichen Quellen ist die Ausdünnung durch Extension von größter Bedeutung in den Modellierungen. Sie erzeugt topographische Oszillationen in den Dichtegrenzflächen. Die daraus entstehenden lateralen Dichteschwankungen verursachen Potentialgradienten zwischen den Schultern und dem Graben. Die Richtung der Gradienten wird vom Dichtekontrast zwischen den verschiedenen lithologischen Einheiten bestimmt (TER VOORDE et al., 1998). Der Dichteunterschied zwischen dem aufsteigenden Mantel und der Unterkruste ist geringer als die Differenz zwischen der absinkenden Prärift-erdoberfläche und den Grabensedimenten (GUTSCHER, 1995). Die Tiefenlage der Grenze Oberkruste/Unterkruste verändert sich in den Modellierungen nicht wesentlich. Es ergibt sich hieraus ein regionales Potentialgefälle von den Schultern zum Graben. Ein lateraler Massentransport in einem Fließkanal folgt den Potentialgradienten in die gleiche Richtung.

Potentialdifferenzen durch exogene Prozesse

Sedimentation und Erosion können das Potentialgefälle in Betrag und Richtung modifizieren (BUROV & CLOETINGH, 1997). Die Erosion baut die potentielle Energie der Schulterblöcke ab, die Sedimentation erhöht jene des Grabenblocks, sodaß beide Prozesse dem Aufbau eines regionalen Potentialdefizits infolge Ausdünnung entgegenwirken. Kompaktion durch Sedimentauflast erzeugt weiteren Akkommodationsraum und führt gegebenenfalls in Verbindung mit hohen Erosionsraten auf den Flanken zu einer Umkehr des Potentialgefälles vom Graben zu den Schultern. Der duktile Fluß viskosen Substrats folgt dieser Richtung.

In den Simulationen der Parameterstudie scheinen die exogenen Prozesse nur bei Verwendung von geringstviskosem Material in der Unterkruste (Szenario 1 in Kap. 6.5.2) wesentlich auf die Gestaltung der Riftarchitektur einzuwirken. Der Zusammenbruch des Modellszenarios kann verhindert werden, indem die Lasteffekte von Erosion und Sedimentation in die Modellierung nicht eingebunden werden. Vor allem die fehlende Sedimentauflast bewirkt nun eine Abnahme der Grabensubsidenz und Erhöhung des Mohouplifts (Abb. 6.45 und 6.46). Diese Änderungen zeigen deutlich, daß die Sedimente als eine positive Last auf den Grabenblock wirken und das Potentialdefizit durch den Grabenkollaps reduzieren.

Die Hebung der östlichen Grabenflanke sowie der Moho erfahren in der Simulation mit Sedimentation kurz vor Abbruch eine beschleunigte Anhebung (Abb. 6.46). Diese Trendumkehr in den Vertikalbewegungen ist auf ein Potentialüberschuß der Grabensäule gegenüber den Riftflanken und die Initiierung eines duktilen Flusses in die gleiche Richtung zurückzuführen. Der laterale Massentransfer muß dominant in der Unterkruste stattfinden, weil der hohe Tiefgang der Randstörungen von 17 bis 18 km diesen im Kriechregime der Oberkruste unterbindet.

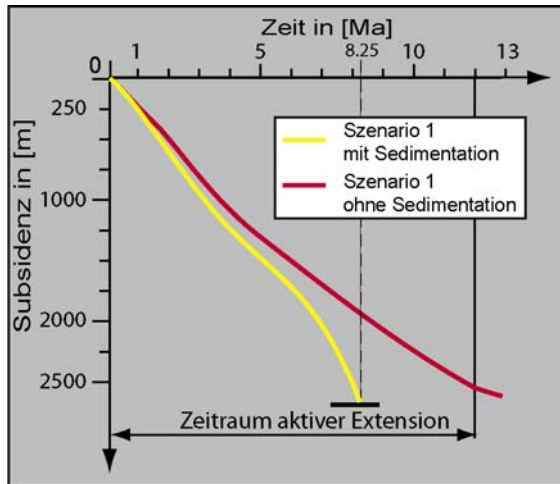


Abb. 6.45: Subsidenzverlauf an der westlichen Randstörung für Szenario 1; Abbruch der Simulation für Szenario 1 mit Sedimentation nach 8.25 Ma.

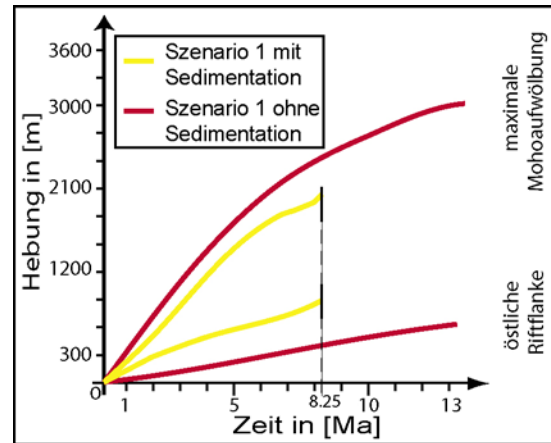


Abb. 6.46: Maximale Hebung von Moho und östlicher Riftflanke für Szenario 1; Abbruch der Simulation für Szenario 1 mit Sedimentation nach 8.25 Ma.

In allen anderen Simulationen liegt keine sich selbst verstärkende Interaktion zwischen Ablagerung im Graben und Erosion auf den Schultern vor, die zu einem Potentialüberschuß des Grabens und einem duktilen Massentransport in Richtung der Schultern führen könnte. Die Anhebung von Moho und Schultern vollzieht sich jeweils (sub)linear. Die Subsidenzrate nimmt im Laufe der Extension durch die Verflachung der Randstörungen sogar ab (vgl. Szenario 1 ohne Sedimentation in Abb. 6.45 und 6.46). Diese Abnahme kann nicht durch die zusätzliche Subsidenz infolge Sedimentauflast und Kompaktion ausgeglichen werden. Der Akkommodationsraum strebt deshalb asymptotisch einem Grenzwert entgegen, wenn die Reibungskoeffizienten auf den Störungen erniedrigt werden (siehe Abb. 6.20). Dies belegt, daß die Oberflächenprozesse für das im ORG-Gebiet geltende Rheologiefenster keine aktive Rolle in der Gestaltung der Riftarchitektur übernehmen. Erosion und Sedimentation sind als nachrangige Einflußfaktoren auf die Vertikalbewegungen im ORG-Gebiet aufzufassen.

Lokales Potentialdefizit und duktiler Fluß in der Oberkruste

In der tieferen Oberkruste ist durch die Analyse von Translationsfeldern ein lateraler Massentransfer nachgewiesen. Es erfolgt ein bilateraler Transport zum Subsidenzzentrum an der östlichen Riftflanke. Die Rifttopographie wird dort geglättet, indem die Anhebung der Riftflanke reduziert und die Subsidenz des Grabens gedämpft wird. Das Ausmaß der Glättung wird wesentlich durch die Reibungskoeffizienten und dem Tiefgang der Randstörungen bestimmt und ist für Reibungswerte um 0.2/0.4 maximal.

In Bezug auf das westliche Absenkungszentrum geben Translationsfelder wegen mangelnder Auflösung keinen Aufschluß über die Existenz und das Ausmaß duktiler Ausgleichsprozesse. Allerdings zeigen die Variationen der Reibungskoeffizienten, daß bei der Kombination 0.2/0.4 das Maximum an Subsidenzdämpfung im Osten mit einer starken Zunahme der Absenkung im Westen korrespondiert. Die westliche Randstörung reicht für diese Kombination 0.2/0.4 über fast die gesamte Tiefe des Fließkanals. Sie unterbindet als eine Impermeabilitätsfläche einen Massentransport aus der Grabenmitte zum westlichen Depozentrum. Es kann somit nur ein unilateraler Massentransport aus der westlichen Grabenschulter zum dortigen Depozentrum erfolgen. Dieser Transfer ist in hohem Maße wahrscheinlich, weil das Potentialgefälle aufgrund der größeren Grabensub-

sidenz höher als an der östliche Riftseite ist. Trotzdem ist dieser Transfer vermutlich nur in begrenztem Umfang möglich. Hinweise hierfür sind:

1. Änderung der Schulteranhebung mit dem Reibungskoeffizienten
Zu fallenden Reibungswerten steigt die Subsidenz an der westlichen Riftseite und damit das Potentialgefälle zwischen Schulter und Graben. Ein erhöhter duktiler Fluß aus der Riftflanke zum Absenkungszentrum vermag nicht wesentlich die Anhebung der Schulter mit fallendem Reibungskoeffizienten zu reduzieren, wie es im Osten durch den bilateralen Massentransport geschieht.
2. Topographie der Grenze Oberkruste/Unterkruste
Das Top der Unterkruste ist unter dem westlichen Subsidenzzentrum aufgewölbt. Das Relief weist auf einen isostatischen Ausgleich vor allem in tieferen Horizonten hin. An der östlichen Grabenflanke ist die Grenzfläche nahezu horizontal. Das lokale Potentialdefizit wird zu einem größeren Anteil durch duktilen Fluß in der Oberkruste kompensiert.

An der westlichen Grabenseite wird somit bei niedrigen Reibungskoeffizienten der Verformungstransfer aus der Ober- in die Unterkruste auch von einer Verlagerung der isostatischen Kompensation zu größeren Tiefen begleitet.

Die Massenumverteilung in der tieferen Oberkruste ist mit dem Konzept eines regionalen Potentialdefizits des Grabens nicht vereinbar. Der Fluß erfolgt, wenn nicht diskrete Scherzonen als Impermeabilitätsflächen wirken, bilateral sowohl aus den Schultern als auch aus der Grabenmitte in Richtung der beiden Subsidenzzentren an den Grabenflanken. Diese Massenumverteilung reagiert damit auf lokale Potentialdefizite an den Grabenrändern. Die initiale Riftbreite von 35 km ist für die Extension von 6.5 km zu hoch als das der Grabenblock als eine Einheit absinkt und mit einer bedeutsamen Subsidenz in der Grabenmitte zur Ausbildung eines regionalen Potentialdefizits führt. Eine Kommunikation beider Subsidenzzentren besteht nur über einem duktilen Fluß im Grabenquerprofil von Westen nach Osten.

Die Untersuchungen in Bezug auf einen isostatischen Ausgleich in der Kruste wurden für deutlich listrische Störungen und eine Reibungskoeffizientendifferenz von 0.2 durchgeführt. Es ist zu vermuten, daß die aufgezeigten Zusammenhänge in abgeschwächter Form ebenfalls für die best fit-Einstellungen (sublistrischer Störungsverlauf, Koeffizientendifferenz ≈ 0.1) gelten. Eine Übertragung auf die tatsächlichen Verhältnisse im ORG-Gebiet wäre dennoch nur für eine initiale Riftbreite von ca. 35 km und höher zulässig. Die Ermittlung des horizontalen Extensionsbetrages während des ORG-riftings bedingt eine Anpassung der Riftbreite zu Modellierungsbeginn. Für eine kleinere initiale Riftbreite (= höherer Extensionsbetrag) ist von einer stärkeren Verknüpfung beider Halbgrabenstrukturen zu einem einheitlichen Riftsystem mit einem regionalen Potentialdefizit auszugehen.

Die Modellierungsergebnisse widersprechen den generalisierten Aussage von CHÉRY et al. (1992), wonach ein lateraler Massentransfer in fließfähigen Horizonten der Kruste ausgleichend auf die Rifttopographie wirken soll. Bei Massenumverteilungen in Reaktion auf lokale Potentialdefizite kann die Glättung der Vertikalversätze auf einer Grabenseite mit der Akzentuierung des Reliefs auf der anderen Flanke einhergehen. Die Asymmetrie der Riftstruktur wird hierdurch beträchtlich verstärkt.

Regionales Potentialdefizit und duktiler Fluß in der Unterkruste

Eine Aufwölbung der Moho und ein lateraler Materialtransport in der tieferen Unterkruste sind mögliche Reaktionen auf die Entstehung oberkrustaler Potentialdefizite. In den Modellierungen steht den lokalen Potentialdefiziten an beiden Randstörungen nur ein Maximum der Mohoanhebung gegenüber. Das singuläre Maximum zeigt, daß die Platznahme dichteren Materials in geringeren Tiefen zur Kompensation des regionalen Potentialgefälles zwischen Graben und Schultern dient. Ein potentieller lateraler Massenfluß in der tieferen Unterkruste folgt den Potentialgradienten. Er ist im Gegensatz zu dem lokalen Flußmuster im oberkrustalen Kriechregime von den Schultern in den Graben gerichtet (Abb. 6.47).

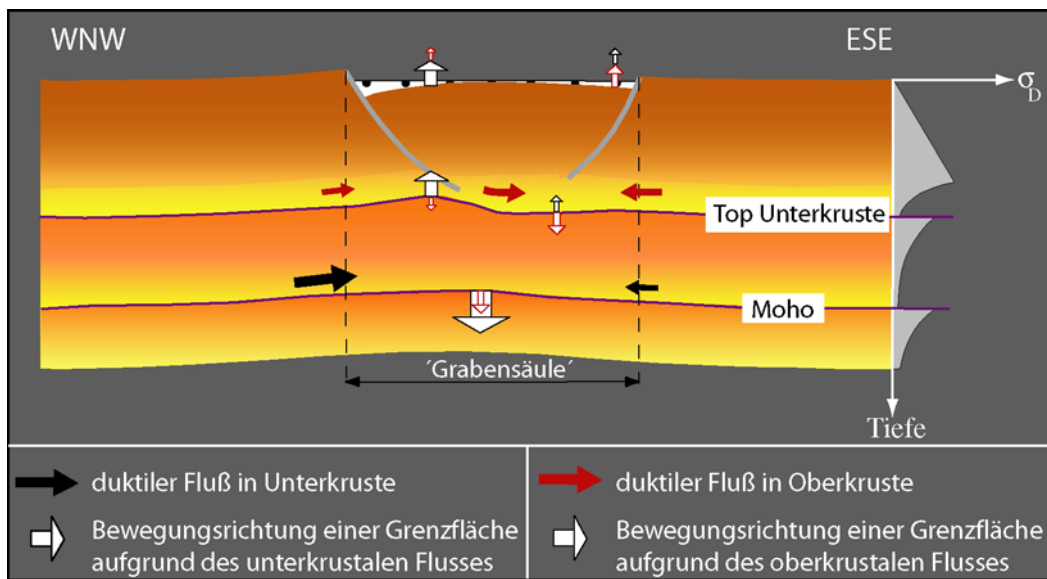


Abb. 6.47: Grundsätzliches Flußmuster in einem Rift mit zwei fließfähigen Horizonten und asymmetrischer Extension im oberkrustalen Spröde regime sowie symmetrischer Extension im Kriechregime. Ein unterkrustaler Fluß ist zur Kompensation des regionalen Potentialdefizits in die Grabensäule gerichtet (schwarze Pfeile). Der kleinmaßstäbliche Massentransport in der tiefen Oberkruste dient vor allem zum Ausgleich der lokalen Potentialdefizite innerhalb der Grabensäule (rote Pfeile). Oberhalb eines lateralen Materialtransfers bewegen sich die Dichtegrenzflächen aufwärts, unterhalb verlagern sie sich zu größeren Tiefen (unausgefüllte rote und schwarze Pfeile). An der Grenze Oberkruste/Unterkruste besitzen die Vertikalbewegungen aufgrund der duktilen Flüsse gegensätzliche Vorzeichen. Größe der Pfeile gibt quantitative Bedeutung von Vertikalbewegungen und Massentransfer relativ wieder.

Die Existenz und Relevanz eines isostatischen Ausgleichs in der Unterkruste kann aus den Modellierungsergebnissen nicht direkt extrahiert werden (Kap. 6.4.2.2). Die schwache Projektion einer mantellithosphärischen Scherzone zu seichteren Krustentiefen (Kap. 6.6.2) darf nicht als Beleg für eine bedeutende Entkopplung in der tieferen Unterkruste gewertet werden, weil der Extensionsbetrag von 6.5 km nur eine geringe Verformungsakkumulation und -konzentration gestattet. Einzig der Vergleich von Streckungsfaktoren liefert ein Indiz über die quantitative Bedeutung eines lateralen Massentransports in der Unterkruste.

Aus der Modellierung mit den best fit-Einstellungen ergeben sich für die krustalen Streckungsfaktoren folgende Maxima:

- horizontaler Streckungsfaktor β_H

$$\beta_H = \frac{\text{finale Grabenbreite}}{\text{initiale Riftbreite}} \approx \frac{41.5}{35} \approx 1.18$$

- vertikaler Streckungsfaktor δ_V

$$\delta_V = \frac{\text{initiale Krustenmächtigkeit}}{\text{finale Krustenmächtigkeit}} \approx \frac{30}{25} \approx 1.20$$

Eine isostatische Teilkompensation durch einen unterkrustalen Fluß in die Grabensäule dämpft die Anhebung der Moho und die Subsidenz des Grabens. Der vertikale Streckungsfaktor δ_v wird hierdurch reduziert, wohingegen der Wert für β_H konstant bleibt. Die Gleichheit beider Streckungsfaktoren bedeutet, daß ein unterkrustaler Materialtransport in die Grabensäule bei Verwendung der best fit-Einstellungen nicht auftritt bzw. quantitativ vernachlässigbar ist.

Die Modellierungen des Szenarios 1 mit und ohne Sedimentation liefern einen Hinweis auf die mögliche Ursache für den nicht stattfindenden isostatischen Ausgleich in der Unterkruste. Die sedimentäre Auflast dämpft in Verbindung mit dem hohen Tiefgang der Randstörungen die Aufwärtsbewegung der tiefen Modellithosphäre und den daraus resultierenden Viskositätszuwachs durch Abkühlung. Die zu Modellierungsbeginn sehr geringe Viskosität in der Unterkruste bleibt während der Simulation erhalten und bedingt den Modellzusammenbruch. In der Modellierung ohne Sedimentation sowie in allen anderen Simulationen werden tiefere Unterkruste und Mantel in seichtere Tiefen angehoben. Der Viskositätszuwachs fällt höher aus. Laterale Fließprozesse in der Unterkruste werden erschwert oder unterbunden und die vertikale Kopplung der lithologischen Abteile intensiviert.

6.7.1.2 Strukturentwicklung während der Extension

Die Asymmetrie in der Riftarchitektur wird durch eine Reibungskoeffizientendifferenz auf den Randstörungen nachgebildet. Die Extension an diesen Schwächezonen wird zur Tiefe hin durch eine symmetrisch-raumgreifende Verformung ersetzt, sofern dort nur stationäres Kriechen oder sprödhafte Materialreaktion ohne präexistente Scherzonen definiert wird. Eine Dominanz des asymmetrischen Deformationsstils über die gesamte Modelltiefe ist dann gegeben, wenn im Kontinuum des oberkrustalen Spröddregimes die integrierte Festigkeit konzentriert ist (Kap. 6.5). Unter dieser Vorbedingung bestimmt das Zusammenspiel von Reibungskoeffizienten, Tiefgang und Geometrie der Randverwerfungen das flachkrustale Strukturbild nach den Vorhersagen der Arbeitshypothese.

HUISMANS & BEAUMONT (2003) beweisen, daß der dominierende Deformationsstil während des riftings wechseln kann. Aus den angeführten Ursachen für einen Wechsel ist vor allem die Änderung der Festigkeitsverhältnisse für die oberrheinische Riftentwicklung von Bedeutung. In allen Parametervariationen hält die Dissipation thermischer Energie durch Konduktion mit dem advektiven Wärmetransport Schritt (Kap. 6.3.2 und Abb. 6.12). In Verbindung mit der Abkühlung durch eine verringerte radiogene Wärmeproduktion erfährt das Material der tieferen Kruste und des Mantels bei Anhebung eine Verfestigung. Dagegen sinkt die integrierte Festigkeit im Kontinuum des Spröddregimes, weil der Grabenblock bei Absenkung eine stationäre Spröd-viskos-Grenze quert. Das Festigkeitsverhältnis zwischen dem Kontinuum mit den eingebetteten Schwächezonen und dem Bereich raumgreifender Kriech- oder Spröddeformation nimmt in der Folge mit steigender Extension ab. Es ist im Laufe einer Simulation ein zunehmend symmetrischer Deformationsstil auch im Spröddregime zu erwarten.

Die tendenziellen Änderungen in den Vertikalbewegungen der Dichtegrenzflächen, wenn die Extension zunehmend symmetrisch verläuft, werden in der Parameterstudie mit dem Reibungskoeffizienten als Variable aufgezeigt. Mit steigenden Reibungswerten nimmt in allen lithologischen Abteilen der Symmetriegrad zu. Die maximale Mohoaufwölbung verlagert sich von der Haupttrand-

verwerfung in Richtung Grabenmitte und die Mohotopographie nimmt einen spiegelbildlichen Verlauf an (siehe Abb. 6.17). Die Differenz zwischen den Absenkungsbeträgen an den Grabenrändern sinkt (siehe Abb. 6.21). Der Unterschied in der Anhebung beider Schultern geht ebenfalls zurück (siehe Abb. 6.22). Die Änderungen in den Vertikalbewegungen der Dichtegrenzflächen verlaufen dabei nichtlinear, wenn durch höhere Reibungswerte der Festigkeitskontrast zwischen der Schwächezone und dem umgebenden Kontinuum abgebaut wird.

Eine Nichtlinearität mit steigendem Extensionsbetrag wird allerdings in den Simulationen nicht beobachtet. Bis auf die Modellierung, in der eine geringstviskose Unterkruste vorgegeben wird (Szenario 1 in Kap. 6.5.2), nehmen die Mohoaufwölbung und Schulteranhebung mit steigendem Extensionsbetrag ungefähr linear zu. Es findet ferner keine Verlagerung der maximalen Mohoaufwölbung in Richtung auf das Riftzentrum während einer Modellierung statt. Aus diesen Beobachtungen darf nicht geschlossen werden, daß die Änderung des Festigkeitsverhältnisses zwischen dem Kontinuum mit den Schwächezonen und der Domäne raumgreifender Materialreaktion keinen Einfluß auf die Vertikalbewegungen von Moho und Schultern hat. Einen alternativen Erklärungsansatz bietet ein Spannungstiefenprofil für die Modellierungen mit den best fit-Einstellungen (Abb. 6.48). Es zeigt beispielhaft, daß die Vertikalbewegungen und damit die Abnahme des Festigkeitsverhältnisses für einen horizontalen Extensionsbetrag von 6.5 km vermutlich zu gering sind, um überhaupt eine bedeutende Verstärkung des symmetrischen Deformationsstils während den Simulationen zu erzeugen. Der grundlegende funktionale Zusammenhang zwischen dem Extensionsbetrag und den Vertikalverschiebungen von Moho und Riftflanken kann somit im Rahmen dieser Modellstudie nicht geklärt werden.

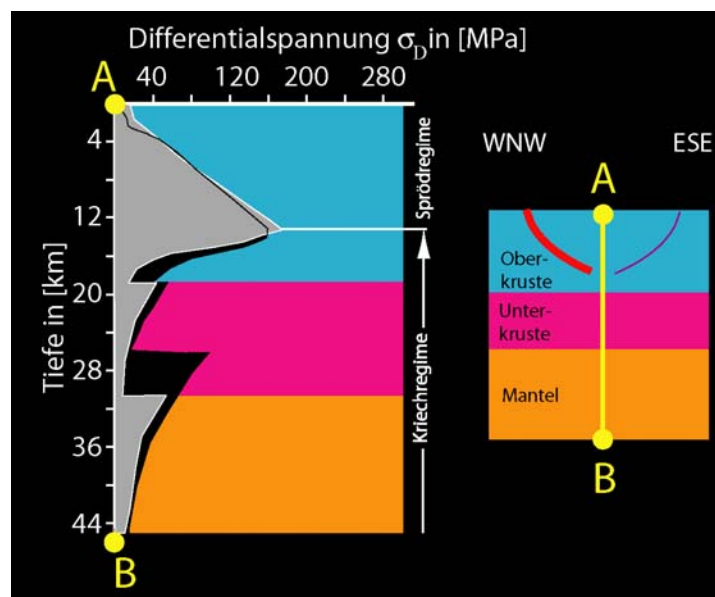


Abb. 6.48: Spannungstiefenprofil A-B für best fit-Modell ohne Verformungsschwächung im Spröd- und Kriechregime nach 150 Ta (graues Feld) und nach 13 Ma (schwarzes Feld und schwarze Linie). Die Moho befindet sich nach 13 Ma ungefähr in einer Tiefe von 27 km, wohingegen das Top der Unterkruste annähernd stationär bleibt. Verlauf des Spannungstiefenprofils A-B durch das Kontinuum siehe rechte Abbildung.

Die ungefähr lineare Anhebung von Moho und Riftflanken sowie der geringe Festigkeitszuwachs im Feld raumgreifender Deformation zeigen, daß die Relevanz von Sprödbrüchen als strukturbildender Faktor während der gesamten Simulation besteht, sofern die integrierte Festigkeit zu Modellierungsbeginn im Sprödregime des oberkrustalen Kontinuums konzentriert ist. Die Rei-

bungskoeffizienten, Tiefgang und Geometrie der Randverwerfungen bleiben im Zeitraum aktiver Extension die bestimmenden Kontrollfaktoren für die Vertikalbewegungen und Architektur des Rifts. Die thermisch-rheologischen Rahmenbedingungen sind als nachrangige Einflußgrößen zum jedem Zeitpunkt einer Modellierung aufzufassen.

6.7.1.3 Thermomechanische Einflüsse der tiefen Lithosphäre und Asthenosphäre

Isostatische Kompensation an der Lithosphäre-Asthenosphärgrenze

Die Parameterstudie erfaßt die Lithosphäre bis zur Tiefe der mechanischen Lithosphäre im Mantel. Die Entstehung eines isostatischen Ungleichgewichts durch eine Aufwölbung der Lithosphäre-Asthenosphärgrenze ist den Simulationen folglich nicht eingebunden. Der Dichtekontrast an dieser Grenzfläche ist mit $< 0.1 \text{ kg/m}^3$ erheblich geringer als an der Moho, der Grenze Oberkruste/Unterkruste sowie an der Prärifterdoberfläche (EDEL & WEBER, 1995; GUTSCHER, 1995). Deshalb ist ein laterales Potentialgefälle von der Lithosphäre zu der aufgewölbten Asthenosphäre nur dann für die isostatische Kräftebilanz von quantitativer Bedeutung, wenn die Höhe der Asthenosphärenanhebung das mehrfache der Vertikalbewegungen der seichtereren Dichtegrenzflächen beträgt (HUISMANS et al., 2001). Diese Konstellation tritt auf, wenn die integrierte Festigkeit in der Mantellithosphäre konzentriert ist (CHÉRY et al., 1992). In allen Modellszenarien der Parameterstudie liegt diese Situation nicht vor. Die Simulationen mit der Variation der unterkrustalen Kriechparameter (Kap. 6.5) zeigen deutlich, daß eine thermomechanische Nachbildung der ORG-Entwicklung nur bei einer Konzentration der integrierten Festigkeit im Kontinuum des oberkrustalen Spröddregimes erfolgen kann. Die mechanischen Prozesse in der tieferen Lithosphäre und der Asthenosphäre dürfen damit aus den Modellierungen der Parameterstudie und auch aus den Betrachtungen der Arbeitshypothese ausgeschlossen werden.

Wahl der thermischen Randbedingung an der Modellbasis

Die Selektion der primären Kontrollfaktoren in Kap. 6.7.1.1 und 6.7.1.2 eröffnet eine Bewertung, inwieweit die Wahl der thermischen Randbedingung an der Modellbasis die Modellierungsergebnisse beeinflusst. Als basale Wärmequellen können konstante Wärmeflüsse oder konstante Temperaturen aufgebracht werden. Konstante Temperaturen markieren die Lithosphären-Asthenosphärgrenze. Sie erlauben variable Wärmeflüsse über die Breite des Modells. Es kann damit der thermische Einfluß aus einer Aufwölbung der Lithosphären-Asthenosphärgrenze bei Extension erfaßt werden. Der Nachteil der Randbedingung liegt darin, daß aufgrund des Lagrangeschen Bezugsrahmens die Verlagerung der Lithosphären-Asthenosphärgrenze zu größeren Tiefen nicht modelliert werden kann, wenn eine Abkühlung stattfindet.

Der Einsatz konstanter Wärmeflüsse kommt für Modelle in Betracht, die sich nicht über die ganze Lithosphäre erstrecken. Der Vorteil dieser Randbedingung liegt in der Möglichkeit, die Verlagerung der Lithosphären-Asthenosphärgrenze zu größeren Tiefen infolge Abkühlung zu erfassen. Allerdings wird ein potentiell erhöhter Wärmefluß durch eine asthenosphärische Aufwölbung in die Modellbasis unterdrückt.

In der Modellstudie werden konstante Wärmeflüsse an der Basis der mechanischen Lithosphäre verwendet. Hierdurch wird die Abkühlung in der tieferen Kruste und im Mantel während der Ex-

tension maximiert. Die Reduktion des Festigkeitsverhältnisses im Kontinuum zwischen dem Sprödreime in der Oberkruste und der viskosen Domäne darunter nimmt ebenfalls einen maximalen Wert an. Dennoch reicht die Reduktion des Festigkeitsverhältnisses nicht aus, um die thermisch-rheologischen Eingangsparameter der Kriechdomäne zu primären Einflußfaktoren zu erheben. Die Wahl der thermischen Randbedingung ist somit von sekundärer Bedeutung für die Strukturentwicklung. Eine Begrenzung der Modellierungen auf die Tiefe der mechanischen Lithosphäre ist auch vom thermischen Standpunkt aus gerechtfertigt.

6.7.1.4 Kinematik und Verformungsschwächung

Kinematik der Grabenbildung

Die Modellierungen ohne Verformungsschwächung zeigen, daß eine bedeutende Akkumulation von Sedimenten nur für niedrige Reibungskoeffizienten auf den Randstörungen erreicht werden kann (siehe Abb. 6.20). Die Sedimentprismen sind unter diesen Bedingungen auf das unmittelbare Hangende der Randverwerfungen begrenzt. Die Einbindung einer Verformungsschwächung im Kontinuum kann durch die Initiierung weiterer Scherzonen einen Extensions- und Subsidenztransfer in Richtung Grabenmitte hervorrufen. Zu diesem Zweck wird eine Abnahme der Festigkeit mit steigender Verformung durchgeführt. Die Festigkeitsreduktion muß dabei unter den Wert von 12 MPa/km ($\mu_a = 0.65$) geführt werden, der bereits für präexistierendes Strukturinventar gilt.

Die Durchführung der Verformungsschwächung setzt Annahmen voraus, die nicht widerspruchsfrei zu theoretischen Betrachtungen über die Anwendbarkeit elastoplastischer Versagenskriterien sind. Die Festigkeitsreduktion erfolgt von dem konstanten Startwert 12 MPa/km aus, der nach Gl. 4.5 ermittelt wird. Dieser Ausdruck darf nur dann angewendet werden, wenn die Hauptnormalspannungen σ_1 , σ_2 , σ_3 während der gesamten Simulation für jeden Ort des Modells mit den vertikalen und horizontalen Spannungen σ_v , σ_H , σ_h zusammenfallen (SIBSON, 1974). Diese Bedingung ist während der Modellierung nicht erfüllt, weil eine Interferenz zwischen äußerem Spannungsfeld und flexurellen Spannungen im Grabenbereich auftritt. Die Bilderfolge in Abb. 6.49 erklärt die Zusammenhänge anhand eines Halbgrabenmodells.

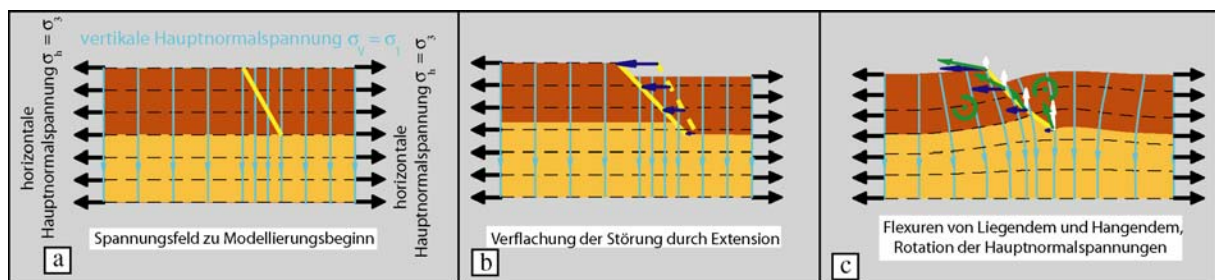


Abb. 6.49: Kinematik und Reorientierung der Hauptnormalspannungen während der Extension mit einer über die gesamte Tiefe konstanten Dehnungsrate.

- Spannungstrajektorien zu Modellierungsbeginn: Hauptnormalspannungen sind vertikal bzw. horizontal orientiert.
- Verflachung der Störung durch die unterschiedliche Horizontalverschiebung entlang ihrem Einfallen (blaue Pfeile).
- Überlagerung der Horizontalverschiebungen mit den isostatischen Ausgleichsbewegungen (weiße Pfeile). Die resultierende Translation (grüne Pfeile) bewirkt eine gleichsinnige Rotation von Liegendem und Hangendem mit Ausbildung von Flexuren. Die flexurellen Spannungen interferieren mit dem äußeren Spannungsfeld und geben zu einer Reorientierung der Hauptnormalspannungen Anlaß.

Die mechanische Randbedingung an den lateralen Modellseiten induziert ein regionales Spannungsfeld. Dessen größte und kleinste Hauptnormalspannung sind vertikal bzw. horizontal orientiert ($\sigma_1 = \sigma_v$, $\sigma_3 = \sigma_h$; Abb. 6.49a). Diese Ausrichtungen liegen zu Modellierungsbeginn an jedem Punkt des FE-Modells vor. Störung und laterale Modellbegrenzung entfernen sich mit größerer Tiefe. Die zunehmende Entfernung geht während der Extension mit einer Abnahme der Horizontalverschiebung entlang ihrem Einfallen von der Erdoberfläche bis zur ihrer maximalen Tiefenerstreckung einher (Abb. 6.49b). Die Reduktion der Lateralverschiebung von oben nach unten erzeugt eine Rotation der Störung zu kleineren Einfallswinkeln.

Das Ausmaß der Verflachung wird des weiteren von den unterschiedlichen Deformationsstilen zwischen dem Spröd- und dem Kriechregime sowie ihren mechanischen Eigenschaften bestimmt. Bei einer Festigkeitskonzentration im Sprödkontinuum fungiert dieses als Transmitter der mechanischen Randbedingung. Die Deformation im oberkrustalen Sprödregime vollzieht sich dann im wesentlichen durch Versatz entlang der Störung. Unter den Störungen erfolgt die Deformation raumgreifend. Im gleichen Abstand von der lateralen Modellbegrenzung sinkt folglich die Horizontalverschiebung von oben nach unten (siehe Abb. 6.37b). Zu niedrigeren Reibungskoeffizienten und hoher integrierter Festigkeit im Sprödregime addiert sich die Abnahme der Horizontalverschiebung in der Vertikalen mit ihrer Abnahme durch die zunehmende Distanz der Störung von der Modellseite. Das Ausmaß der Verflachung nimmt folglich zu, wenn die Reibungskoeffizienten sinken.

Die Extension verursacht laterale Potentialgefälle, die durch aufwärts gerichtete Verschiebungen regionalisostatisch kompensiert werden. Die Hebungen und die horizontale Translation infolge der mechanischen Randbedingung überlagern sich. Die daraus entstehenden Drehmomente führen zu einer gleichsinnigen Rotation von Schulter und Graben um eine horizontale Achse. Mit der Verflachung der Störung geht somit eine Ankipfung der Schulter und die Ausbildung einer antithetischen Flexur im Graben einher (Abb. 6.49c). Hierdurch treten im Grabenbereich flexurelle Spannungen auf, die mit den äußeren Spannungen interferieren. In der Folge liegen die größte und kleinste Hauptnormalspannung nicht mehr in einer vertikalen bzw. horizontalen Ausrichtung vor. Die Bedingung $\sigma_1 = \sigma_v$, $\sigma_3 = \sigma_h$ für die Anwendung der Gl. 4.5 ist damit exakt nur zu Modellierungsbeginn gegeben.

Abb. 6.50 zeigt die Spannungstrajektorien für eine planare und eine listrische Geometrie der Haupttrandverwerfung im Westen. Die Darstellungen nehmen Bezug auf Modellierungen ohne Verformungsschwächung im Sprödregime und mit den best fit-Werten der übrigen Einflußfaktoren. Für beide Störungstiefenverläufe liegen keine bedeutenden Permutationen des äußeren Spannungsfeldes vor. Die maximale Hauptnormalspannung σ_1 ist meist (sub)vertikal ausgerichtet. Nach 6.5 km horizontaler Extension sind folglich die flexurellen Spannungen durch die Faltung von Liegendem und Hangendem zu gering, um ein abweichendes tektonisches Regime zu erzeugen. Die Beobachtungen in Abb. 6.50 belegen, daß ein konstanter Festigkeitsgradient von 12 MPa/km in jedem Ort des Modells und zu jedem Zeitpunkt der Modellierung auch in den Simulationen gegeben ist, in denen keine Verformungsschwächung im Sprödregime vorliegt. Die Anwendung anderer Festigkeitsgradienten ist ausgeschlossen. Die Einbindung einer Verformungsschwächung reduziert die ohnehin kleinen flexurellen Spannungen durch die Entwicklung von Scherzonen im Graben zusätzlich und stellt so die weitgehende Identität $\sigma_1 = \sigma_v$, $\sigma_3 = \sigma_h$ her. Die Festigkeitsreduktion darf von dem konstanten Startwert 12 MPa/km erfolgen und eine steigende Verformung steht einer zunehmenden Entfestigung gleich.

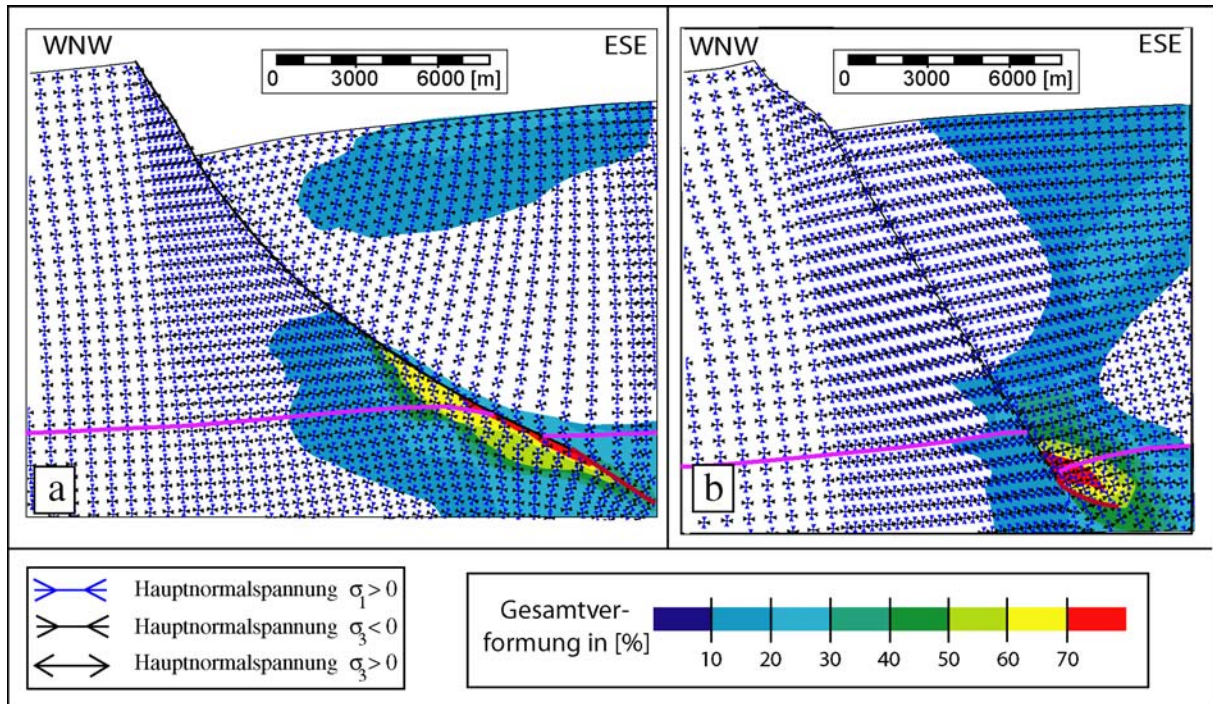


Abb. 6.50: Spannungsfelder und Verformungsverteilung in der Umgebung der Haupttrandverwerfung nach 13 Ma und 6.5 km horizontaler Extension; Plots für Koeffizientenkombination 0.3/0.4 und Störungstiefenverläufe nach Abb. 6.10. Beide Abb. haben unterschiedliche Maßstäbe; keine vertikale Überhöhung. Alle Spannungspfeile sind auf die gleiche Größe skaliert.

a. Spannungsfeld und äquivalente Gesamtverformung ϵ_e für listrische Haupttrandverwerfung.

b. Spannungsfeld und äquivalente Gesamtverformung ϵ_e für planare Haupttrandverwerfung.

Rosa Linien: initiale Spröd-viskos-Grenze nach 13 Ma; rote Linien: Störungssegment unter initialer Spröd-viskos-Grenze.

Strukturbild im Graben in Abhängigkeit von der Störungsgeometrie

Bei deutlich listrisch geformten Störungen tritt eine höhere Absenkung des Hangenden auf als bei planaren Verwerfungen (siehe Abb. 6.14). Die Differenz wird durch die sedimentäre Auflast zusätzlich erhöht. Durch eine höhere Subsidenz nehmen die flexurellen Spannungen im Grabenblock zu (BUCK, 1993). In den Modellierungen spiegeln sie sich in einer deutlichen Akzentuierung der antithetischen Flexur und den etwas stärkeren Perturbationen der Spannungstrajektorien wieder, wenn der Störungstiefenverlauf listrisch ist.

Die Ausbildung einer antithetischen Flexur wird lagenparallel auf ihrer konkaven Seite von einer Dehnung und auf der konvexen Seite von einer Verkürzung begleitet (Abb. 6.51; BOTT, 1997).

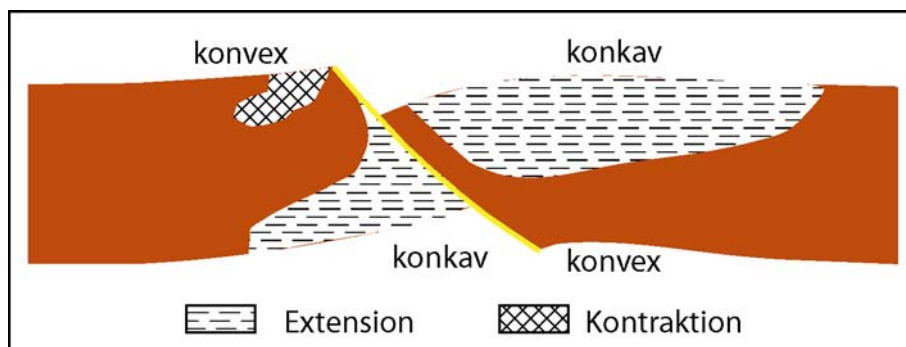


Abb. 6.51: Flexuren und Deformationsmuster in der elastoplastischen Domäne eines Halbgrabens; Zeichnung verändert nach BOTT (1997).

In den Simulationen überlagert sich ihnen im gesamten Modell die Streckung infolge der regionalen Extension, sodaß ein Wechsel von einem Extensionsregime auf der konvexen Seite zu einer Kompression auf der konkaven Seite nicht auftritt. Sekundäre Scherzonen entstehen in den Modellierungen zuerst dort, wo Dehnung infolge Krümmung und Streckung durch regionale Extension zusammenfallen. Die Dominanz der regionalen Extension ermöglicht bei planaren Störungen die Entwicklung der Scherzonen über die gesamte Tiefe des Sprödreimes. Im listrischen Fall reduziert in größeren Tiefen die Kontraktion durch die Flexur in größerem Maße die Dehnung durch Extension. Die Lithosphäre befindet sich in diesem Bereich nicht im kritischen Versagenszustand, sodaß die Scherzonen im Hangenden der listrischen Randstörungen auf seichtere Tiefen beschränkt bleiben.

In beiden Schulterbereichen liegen ebenfalls Bereiche vor, in denen Dehnung infolge Flexur und Streckung durch regionale Extension konstruktiv interferieren. Dennoch ist in den Simulationen mit Verformungsschwächung die Entwicklung von Scherzonen ausschließlich auf den Grabenblock begrenzt. MELOSH & WILLIAMS (1989) zeigen, daß sich bevorzugt eine antithetische Störung im Hangenden der präexistenten Schwächezone bildet, weil hierdurch eine signifikante Relaxation von Spannungen und Verformungen im umgebenden Kontinuum erreicht wird. Liegen bereits Grabenstrukturen vor oder wird die sedimentäre Auflast einbezogen, wird die Präferenz zur Entstehung von Scherzonen im Hangenden noch verstärkt (BUTTER et al., 2002). Die Sedimentauflast sowie die Entstehung einer weiteren antithetischen Flexur durch eine zweite Randstörung unterstützen die Dehnung auf der konkaven Seite des Hangenden. Plastisches Versagen setzt somit bevorzugt an der Präflüßoberfläche im Grabenblock ein. Diese Zusammenhänge machen deutlich, daß mit der Verformungsschwächung im Sprödreime nicht willkürlich in die Ergebnisgestaltung der Simulationen eingegriffen wird. Der Extensionstransfer erfolgt immer in den Grabenblock. Start- und Endwerte der Verformung, zwischen denen die Festigkeitsreduktion erfolgt, beeinflussen nicht die Richtung des Extensionstransfers. Ihre Höhe bemißt sich lediglich nach der Zielvorgabe, für eine vorgegebene Vernetzungsdichte eine Verformungslokalisation entlang diskreter Zonen hervorzurufen.

Richtung des Extensionstransfers

In allen Modellierungen mit Verformungsschwächung werden sekundäre Scherzonen ausschließlich im Graben gebildet. Die Begrenzung der Scherzonen auf den Grabenblock setzt voraus, daß dieser stärker deformativ beansprucht wird als die benachbarten Schulterregionen. Eine höhere Verformung im Graben wird durch den Versatz an beiden Randstörungen erreicht, welcher im Hangenden zu einer Überlagerung der antithetischen Flexuren und Addition der Verformungsbeträge Abfluß gibt. Sekundäre Scherzonen können somit nur dann bevorzugt im Grabenblock initiiert werden, wenn zunächst die Extension durch Versatz an den Randverwerfungen akkommodiert wird. Diese Vorbedingung ist erfüllt, wenn die integrierte Festigkeit im oberkrustalen Sprödkontinuum konzentriert ist und die Randstörungen niedrigere Reibungskoeffizienten aufweisen (Kap. 6.5.3 und Abb. 6.17). Die Modellierungen mit Verformungsschwächung entsprechen diesen Anforderungen. Aus den Simulationsergebnissen darf jedoch nicht eine generelle Beschränkung des Extensionstransfers auf den Grabenblock abgeleitet werden.

Fehlorientierung präexistenter Störungen zum äußeren Spannungsfeld

Eine Grabenrandstörung wird reaktiviert, wenn ihre Reibungsfestigkeit geringer als jene im Kontinuum ist (Kap. 4.2.1.1). Die Orientierung der Versagensfläche im Kontinuum ergibt sich aus der Beziehung $\mu_a = \tan(90-2\alpha)$. Sie beträgt mit $\mu_a = 0.65$ ca. 28° für den Winkel α zwischen der Störungsfläche und der Hauptnormalspannung σ_1 . Im äußeren Spannungsfeld mit $\sigma_1 \approx \sigma_V$, $\sigma_3 \approx \sigma_h$ resultiert daraus ein Einfallswinkel der Störung von ca. 62° . Die planaren Grabenrandverwerfungen weisen ein Einfallen vor Beginn und nach Ende der Simulation um diesen Wert auf. Sie sind aufgrund dessen für alle Reibungskoeffizienten $\mu_a \leq 0.65$ über ihre gesamte Tiefenerstreckung aktiv (Abb. 6.52a).

Bei listrischer Störungsgeometrie nimmt mit ihrer Verflachung zu größeren Tiefen die Fehlorientierung zur optimalen Störungsorientierung von 62° zu. Wird ein Störungstiefenverlauf entsprechend den geologischen Interpretationen zu seismischen Profilen verwendet (siehe Abb. 6.10), liegt in 13 km Tiefe bei einem Einfallswinkel von 35° eine Abweichung von 27° vor. Die Störung ist in dieser Tiefe nur unter der Bedingung aktiv, daß der scheinbare Reibungskoeffizient $\mu_a < 0.45$ ist (Abb. 6.52b). Die Simulationen mit unterschiedlichen Reibungskoeffizienten auf den Randstörungen bestätigen die theoretische Vorhersage (siehe Abb. 6.17d). Zu höheren Reibungswerten oder bei Implementierung einer Verformungsschwächung im Sprödreime werden diese flach einfallenden Störungssegmente deaktiviert, weil nun die Reibungsfestigkeit im umgebenden Kontinuum geringer ist. Unter diesen Bedingungen deuten die Zonen erhöhter Verformung in ihrem Liegenden die Entstehung und Ausbreitung von ebenen Störungsabschnitten an.

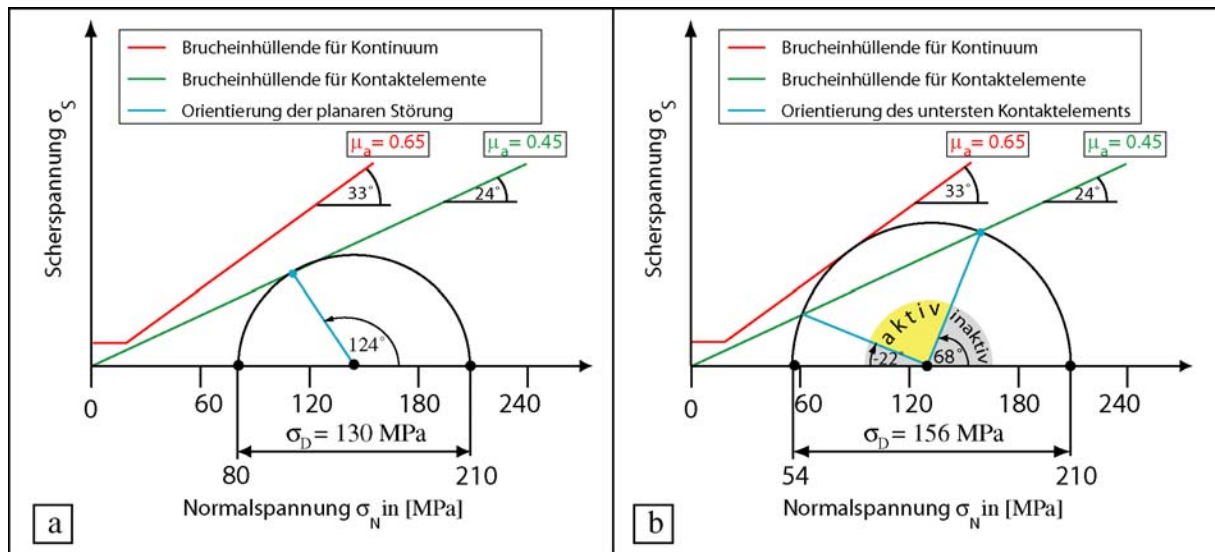


Abb. 6.52: Spannungszustand in 13 km Tiefe an den Randstörungen mit $\mu_a = 0.45$; Berechnung der Differentialspannung σ_D nach Gl. 4.5.

- Spannungszustand an einer planaren Randstörung: Für einen Einfallswinkel von ca. 62° ist sie über ihre gesamte Tiefenerstreckung aktiv. Die Differentialspannung weist mit $\sigma_D = 130$ MPa das absolute Minimum aus allen möglichen Orientierungen der Randstörung in 13 km Tiefe auf.
- Spannungszustand am untersten Segment einer listrischen Störung: Das Segment ist nur aktiv für Einfallswinkel zwischen 34° und 79° (gelbe Fläche). Der Versatz an der Störung vollzieht sich für $130 \text{ MPa} < \sigma_D < 156 \text{ MPa}$. Außerhalb des Winkelsegments (graue Flächen) berührt der Spannungskreis die Bruchhülle des Kontinuums. Es erfolgt plastisches Versagen im Kontinuum. Entlang dem Kontaktsegment tritt kein diskreter Versatz auf. Die Festigkeit beträgt $\sigma_D = 156$ MPa.

Die Spröddeformation entlang der Randstörungen progradiert nach Modellierungsbeginn zu größeren Tiefen, wenn die Reibungsfestigkeit auf den Schwächezonen kleiner als im Kontinuum ist. Die zusätzlichen Kontaktelemente werden in Richtung höchster Verformungsintensität in der Umgebung des untersten, bereits vorhandenen Kontaktelements implementiert. Durch diese Vorgehensweise versteilt sich bei listrischer Geometrie die Störung, weil die Verformung im Liegenden konzentriert ist (siehe Abb. 6.50a). Im planaren Fall tritt mit hoher Verformung im Hangenden eine Verflachung in ihrem Einfallen auf (siehe Abb. 6.50b). Zwischen dem Tiefgang der Randverwerfung zu Modellierungsbeginn und der endlichen Tiefenerstreckung nach ca. 200 Ta bildet sich ein listrisches Störungssegment. Im Hangenden über dem unteren Störungsende sind für beide Störungsgeometrien die Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_3 bereits vor Beginn der Extension nicht vertikal bzw. horizontal orientiert. Die Lokalitäten erhöhter Verformung zeichnen für die jeweilige Störungsgeometrie die optimale Störungsorientierung im geänderten Spannungsumfeld nach und rechtfertigen somit die Maßnahme, die Progradation der Störungen in Richtung maximaler Verformungsintensität erfolgen zu lassen.

Ein Problem entsteht bei der Ursachenforschung für die Neuausrichtung des Spannungsfeldes am unteren Ende der Störungen. Die Reorientierung geschieht bereits während der vorgeschalteten Setzung, bei der geringe Versätze entlang der Kontaktelemente auftreten. Es kann aufgrund dessen nicht beurteilt werden, ob die Reorientierung ein reales Spannungsverformungsverhalten reflektiert oder als ein Artefakt der numerischen Modellierung zu bewerten ist. Ein mechanistischer Lösungsansatz kann möglicherweise den Arbeiten von BRADSHAW & ZOBACK (1988) und MANDL (2000) entlehnt werden, die eine lokale Reorientierung der Spannungstrajektorien an einem Viskositätskontrast vermuten, wie er an der Sprödduktil-Grenze zu erwarten ist. Dagegen sinken nach KUSZNIR et al. (1991) die Hangendblöcke von Extensionsstrukturen an unverändert planaren Störungen in das unterliegende viskose Substrat ein, was durch Beobachtungen in rezenten Extensionsgebieten bestätigt scheint (JACKSON & WHITE, 1989; BRAUNMILLER & NÁBĚLEK, 1996). Die Behandlung dieses Themenkreises sprengt zwar jeglichen Rahmen der Parameterstudie, sie ist aber für die Interpretation der grabeninternen Strukturen nicht trivial. Durch eine mögliche Verflachung planarer Störungen im Bereich ihrer maximalen Tiefenerstreckung entwickelt sich das grabeninterne Strukturinventar von kleinmaßstäblichen Gräben hin zu Staffelbruchsystemen, wie sie bei stark gekrümmten Störungsgeometrien auftreten. Die Interaktion sekundärer Scherzonen nimmt zu und ihre Tiefenerstreckung sinkt. Es kann damit nicht ausgeschlossen werden, daß die Strukturbilder in den Modellierungen mit planaren Störungen und Verformungsschwächung eine Idealisierung der tatsächlichen Verhältnisse darstellen.

6.7.1.5 Gültigkeitsgrenzen der Arbeitshypothese

Die Arbeitshypothese trifft Vorhersagen, welche tendenziellen Auswirkungen die mechanischen Eigenschaften von Störungen auf die Riftkinematik besitzen. Die Parameterstudie bestätigt die Prognosen und hebt eine nichtlineare Abhängigkeit der Vertikalbewegungen von den mechanischen Eigenschaften hervor. Im folgenden werden die Vorhersagen aus der Arbeitshypothese mit den Prognosen des necking-Modells nach BRAUN & BEAUMONT (1989b) verglichen. Es stellt unter den geodynamischen Modellszenarien zur Entwicklung eines kontinentalen Rifts die am weitesten verbreitete Hypothese dar. Der Vergleich ermöglicht eine Definition der geodynamischen Rahmenbedingungen, unter denen die Vorhersagen der Arbeitshypothese gültig sind.

Das necking-Modell sieht eine Extension kontinentaler Lithosphäre im pure shear-Modus vor. Bei progressiver Ausdünnung verbleibt ein kohärentes Tiefenintervall, das die höchste integrierte Festigkeit in der Lithosphärensäule aufweist und sich nicht im Versagenszustand befindet ('neck'). Existieren mehrere 'feste' Tiefenintervalle, liegen bei Entkopplung der einzelnen lithologischen Abteile mehrere necks vor (crustal necking, mantle necking; CHÉRY et al., 1992). Die mittlere Tiefenlage des necks bestimmt die Wirkungsrichtung der isostatischen Ausgleichskräfte. Bei necking-Tiefen größer als 15 km wird von einem Potentialdefizit in der Grabensäule ausgegangen (Abb. 6.53; KOOI & CLOETINGH, 1992). Die Ausgleichskräfte wirken dann nach oben und induzieren Drehmomente, die zur Ausbildung von Grabenschultern und antithetischen Flexuren im Graben führen. Das necking-Modell sieht keine diskreten Scherzonen vor. Als alleinige Kontrollfaktoren auf die necking-Tiefe und damit die Architektur des Rifts treten die thermisch-rheologischen Verhältnisse des Kontinuums auf.

Im necking-Modell werden quantitative Beziehungen zwischen den Vertikalverschiebungen im Rift und den Lastgrößen aus der Flexurgleichung um die Belastung einer elastischen Platte abgeleitet (TER VOORDE & CLOETINGH, 1996).

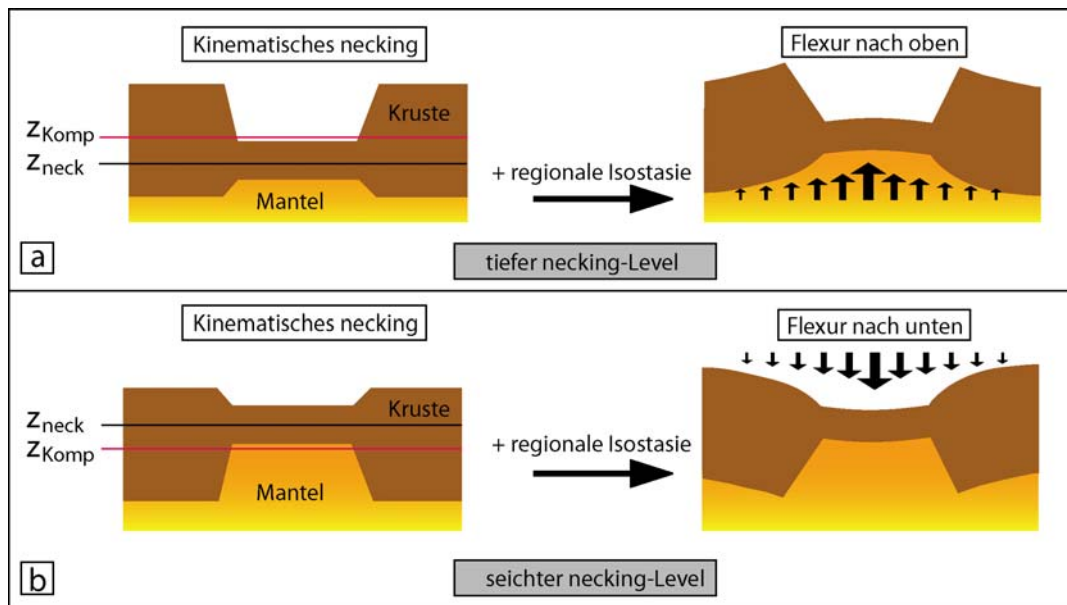


Abb. 6.53: Konzept des crustal necking in einer Lithosphäre mit finiter Biegesteifigkeit; Zeichnungen nach KOOI & CLOETINGH (1992). Der necking-Level z_{neck} ist als die Tiefe ohne Vertikalbewegungen in Abwesenheit gravitativer und isostatischer Kräfte definiert. Die Kompensationstiefe z_{komp} ist das isostatische Ausgleichsniveau für eine Lithosphäre ohne Biegesteifigkeit.

- a. tiefer necking-Level:** $z_{neck} > z_{komp}$. Das Potentialdefizit aus dem Ersatz der Kruste durch leichtere Sedimente, Luft oder Wasser überwiegt. Es werden aufwärts gerichtete isostatische Reaktionskräfte induziert. Riftflanken und Grabenblock werden nach oben in Richtung auf z_{komp} verschoben. Es bilden sich Schultern und antithetische Flexuren im Graben.
- b. seichter necking-Level:** $z_{neck} < z_{komp}$. Der Potentialüberschuß aus dem Ersatz der Kruste durch dichteren Mantel überwiegt. Es werden abwärts gerichtete isostatische Reaktionskräfte induziert. Riftflanken und Grabenblock werden nach unten in Richtung auf z_{komp} verschoben.

Die Vorhersagen der Arbeitshypothese und des necking-Modells in Bezug auf die Vertikalverschiebungen der Dichtegrenzflächen stimmen bereits auf qualitativer Ebene nicht überein. Die Riftgeometrie aus der Arbeitshypothese entspricht dem Typ des crustal necking. Eine zunehmende necking-Tiefe kann hierbei einer steigenden Verformungslokalisierung durch kleinere Reibungskoeffizienten und höheren Störungstiefgang gleichgesetzt werden. Der signifikante Unterschied zwischen beiden Vorstellungen besteht allerdings darin, daß in der Arbeitshypothese sich die Moho-

aufwölbung passiv in Reaktion auf den Grabenkollaps vollzieht. Die isostatischen Ausgleichskräfte wirken dem regionalen Potentialdefizit durch den Grabenkollaps entgegen. Sie sind demnach immer aufwärts gerichtet. Eine abwärts gerichtete Flexur, wie in Abb. 6.53b dargestellt, kann nicht auftreten. Das Flußmuster ist vom Kopplungsgrad zwischen den lithologischen Abteilen unabhängig. In allen fließfähigen Horizonten ist die Umverteilung viskosen Substrats von den Schultern in den Graben gerichtet. Eine Richtungsumkehr des Materialtransports kann nur über exogene Prozesse und unter bestimmten thermisch-rheologischen Bedingungen erfolgen (Kap. 6.7.1.1).

Das crustal necking sieht dagegen eine aktive Platznahme von Mantelmaterial in geringeren Tiefen vor. Die Richtung der Ausgleichskräfte und damit der Flexur bestimmt sich aus der Bilanz zwischen dem Potentialdefizit durch den Grabenkollaps und dem Potentialüberschuß durch den Mantelaufstieg (vgl. Abb. 6.53a und 6.53b). Das Flußmuster wird dabei als abhängig vom Kopplungsgrad zwischen den lithologischen Abteilen erachtet. Beispielsweise soll bei Entkopplung zwischen Ober- und Unterkruste sowie zwischen Unterkruste und Mantel ein duktiler Fluß in der Unterkruste zu den Riftflanken stattfinden, um den Potentialüberschuß durch die Mohoaufwölbung abzubauen. In der tieferen Oberkruste würde das Potentialdefizit durch ein Transport in den Graben reduziert (CHÉRY et al., 1992; HUISMANS et al., 2001).

Durch die Nichtberücksichtigung diskreter Scherzonen ist necking nur bei lateralen Änderungen der thermisch-rheologischen Verhältnisse möglich. Diese Änderungen sind mit tiefkrustalen und mantellithosphärischen Prozessen wie basale Akkretion, Delamination und konvektive Erosion verbunden, durch die eine aktive Verlagerung der Lithosphären-Asthenosphärengrenze sowie der Moho stattfinden kann (YUEN & FLEITOUT, 1985; FURLONG & FOUNTAIN, 1986; SACKS & SECOR, 1990). Die Anwendung des Modells beschränkt sich somit auf Gebiete mit ehemals orogen verdickter Kruste oder Riftstrukturen mit deutlichem Plume-Einfluß. In ihnen bestimmen die thermisch-rheologischen Verhältnisse die Riftentwicklung und -architektur (z. B. BRAUN & BEAUMONT, 1987). Vollzieht sich dagegen die Extension passiv durch ein entsprechend orientiertes Spannungsfeld, wird die Verformungslokalisation auf diskrete Scherzonen durch die Vorhersagen des necking-Modells nicht erfaßt. Die mechanischen Eigenschaften von Störungen sowohl im Kriech- als auch im Spröde regime werden als der bestimmende strukturbildende Prozeß nicht erkannt und gegebenenfalls die Vertikalbewegungen der Dichtegrenzflächen sowie das Flußmuster falsch interpretiert.

Quantitativ prognostiziert das necking-Modell einen linearen Zusammenhang zwischen dem horizontalen Extensionsbetrag und den Vertikalbewegungen der Dichtegrenzflächen, wenn keine isostatischen Ausgleichshorizonte in der Kruste vorliegen (TER VOORDE & CLOETINGH, 1996). Zumindest in Bezug auf die Grabensubsidenz muß dieser Vorhersage widersprochen werden. In den Modellierungen der Parameterstudie ist die Verflachung der Schwäche zonen mit steigender Extension berücksichtigt. Es besteht somit über die Abnahme der Subsidenzrate ein nichtlinearer Zusammenhang zwischen der Grabenabsenkung und dem Extensionsbetrag (Kap. 6.7.1.2).

Die Arbeitshypothese liefert bei Passivem rifting sowohl auf qualitativer Ebene als auch quantitativ korrekte Vorhersagen über die Strukturgestaltung während der Riftevolution. Sie nimmt allerdings nur Bezug auf die Verformungslokalisation an Störungen in der Oberkruste, die zur Entstehung eines regionalen Potentialdefizits durch den Grabenkollaps führt. Eine signifikante Verformungskonzentration in den tieferen lithologischen Abteilen und ihre Auswirkungen auf die Riftarchitektur werden durch die Prognosen der Arbeitshypothese nicht abgedeckt. Dagegen ist die Existenz bereits

vorhandener Schwächezonen keine Voraussetzung für ihre Anwendung, weil eine Deformation im Sprödreime generell über verformungsschwächende Prozesse zur Ausbildung diskreter Scherzonen führt.

6.7.1.6 Zusammenfassung der grundlegenden Aussagen

Das rifting im ORG-Gebiet vollzog sich dominant durch Extension an präexistenten Störungen (Kap. 2.5.1 und Kap. 2.6). Ältere geodynamische Modellvorstellungen zur Evolution eines kontinentalen Rifts sind unter diesen Umständen nicht anwendbar und erzwingen die Entwicklung einer Hypothese, die den Einfluß diskreter Scherzonen und deren mechanischen Eigenschaften auf die Riftentwicklung und -architektur berücksichtigt (Kap. 6.2). Die Ergebnisse der numerischen Parametervariationen belegen die Vorhersagen der Hypothese und stellen den signifikanten Einfluß dieser Schwächezonen auf die Vertikalverschiebungen von Graben, Moho und Riftflanken heraus. Die wesentlichen, nicht ORG-spezifischen Aussagen aus der Parameterstudie sind:

1. Störungsgeometrie (Kap. 6.3)

Planare Grabenrandstörungen erzeugen ein seichteres Riftbecken mit höheren Schultern und einer geringeren Anhebung der Moho als listrische Verwerfungen.

2. Reibungskoeffizient + Störungstiefgang (Kap. 6.4)

Ein geringerer Reibungskoeffizient führt in Verbindung mit höherem Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation zu einem tieferen Riftbecken mit höheren Schultern und einer geringeren Anhebung der Moho. Die Senkungsrate des Beckens fällt mit der Abnahme des Reibungskoeffizienten.

3. Verformungsschwächung (Kap. 6.4.3 und Kap. 6.7.1.4)

Bei einer Grabenstruktur entstehen sekundäre Scherzonen zuerst im Hangenden. Die Scherzonen erster Generation entwickeln sich antithetisch zur nahen Randstörung. Ihr Tiefgang sowie die weitere strukturelle Ausgestaltung durch zusätzliche Störungen wird wesentlich von der Geometrie der Grabenrandverwerfungen bestimmt.

4. Festigkeitskontrast im Kontinuum (Kap. 6.5)

Der Wirkungskomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' beeinflusst nur dann die Riftarchitektur, wenn die integrierte Festigkeit der Lithosphärensäule vornehmlich in dem Tiefenintervall konzentriert ist, das die Scherzonen enthält. In diesem Fall sind Variationen der Rheologie in den anderen lithologischen Abteilen ohne nachweisbare Auswirkung auf die Riftarchitektur.

5. Deformationsstil (Kap. 6.6.1)

Eine asymmetrische Extension im Kriechregime kann im Bereich bruchhafter Materialreaktion eine verstärkt symmetrische Extension hervorrufen.

6. Viskoser Fluß (Kap. 6.7.1.1)

In der Oberkruste kann ein lateraler Massentransport viskosen Substrats als Reaktion auf lokale Potentialdefizite an den Grabenflanken erfolgen und die strukturelle Asymmetrie des Riftbeckens verstärken. Ausmaß und Richtung des Massentransfers werden wesentlich von der Geometrie, dem Tiefgang und den Reibungskoeffizienten der Grabenrandstörungen bestimmt.

Die Folgerung in Punkt 1 steht unter dem Vorbehalt, daß Änderungen im oberflächennahen Einfallswinkel der Randstörungen zu Riftingbeginn in die Modellierungen nicht einbezogen wurden. Er ist ein weiterer Einflußfaktor auf die Vertikalverschiebungen der Dichtegrenzflächen.

Ein bevorzugter Extensionstransfer in den Graben nach Punkt 3 ist nur dann möglich, wenn der Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' ein bedeutsamer Agens bei der Gestaltung der Riftarchitektur gemäß Punkt 4 darstellt (Kap. 6.7.1.4).

Die Simulationen wurden für einen konkreten Extensionsbetrag durchgeführt. Anhand der Ergebnisse kann nur eine nichtlineare Beziehung zwischen der Subsidenzrate und dem Extensionsbetrag aufgezeigt werden. Ob die Hebungsraten von Schultern und Moho ebenfalls eine Funktion des Extensionsbetrages sind, kann vor dem Hintergrund eines realen Anwendungsfalles in der Parameterstudie nicht entschieden werden. Diese Fragestellung stellt ebenso ein lohnendes Forschungsfeld dar wie die Ausweitung von Hypothese und Parametervariationen auf diskrete Scherzonen außerhalb des oberkrustalen Spröde regimes, um den Zusammenhang zwischen den Vertikalbewegungen der Dichtegrenzflächen und den mechanischen Störungseigenschaften sowie dem Extensionsbetrag in tieferen Lithosphärenabschnitten zu untersuchen. Gegenwärtig stehen einer solchen Lösungsentwicklung allerdings noch ungeklärte Fragen in Bezug auf die Initiierung und Evolution einer Verformungslokalisation in diesen Tiefenintervallen entgegen (Kap. 4.2.2.1 und 4.2.3.1).

6.7.2 Krustale Rheologie im ORG-Gebiet

Die oberkrustale Rheologie

Das rheologische Verhalten von Gesteinen im Kriechregime wird von der schwächsten zusammenhängenden Mineralphase bestimmt (HANDY, 1990a). Für die Oberkruste liefert der Quarzit (naß) aus dem Spektrum möglicher Lithologien die niedrigsten Viskositätswerte (KIRBY, 1985). Dessen Kriechparameter werden in den meisten Modellierungsstudien für die Charakterisierung oberkrustalen Kriechverhaltens benutzt. Die Verwendung dieser Materialgrößen scheint auch für das gesamte ORG-Gebiet angezeigt, weil die Oberkruste der variszischen Internzonen bis auf das nördlichste ORG-Gebiet von S-Typ-Granitoiden dominiert ist (EMMERMANN, 1977; FINGER et al., 1997; ALTHERR et al., 1999). In ihnen wird die deformative Beanspruchung vorherrschend von Quarz aufgenommen (VERNON & FLOOD, 1988). Diese Modellstudie folgt diesen mikrostrukturellen und petrographischen Implikationen allerdings nicht. Es werden ausschließlich Kriechparameter eines felsischen Granulits für die Nachbildung viskoser Materialreaktion in der Oberkruste benutzt. Der felsische Granulit besitzt Restitcharakter und kann im ORG-Gebiet allenfalls der Unterkruste zugeordnet werden (siehe Abb. 2.5; MENGEL, 1992). Das Material besitzt für die gleiche Temperatur und Verformungsrate eine erheblich höhere Viskosität als typische oberkrustale Lithologien (Abb. 6.54).

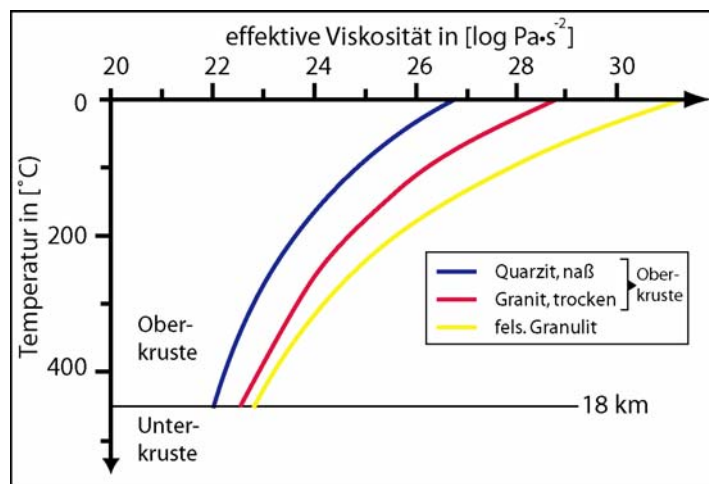


Abb. 6.54: Änderung der effektiven Viskosität η_{eff} mit der Tiefe für verschiedene Lithologien und eine Verformungsrate $\dot{\epsilon}_e$ von $1 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$. Temperaturtiefenverlauf für alle Lithologien gleich; Kriechparameter für Granit (trocken) nach HANSEN & CARTER (1983); Kriechparameter für Quarzit (naß) nach HIRTH et al. (2001).

Die Verwendung der Quarzit-Kriechparameter führt in numerischen Modellierungen zu einem seichterem Tiefgang spröde-lokalisierter Deformation als wenn die Materialgrößen des felsischen Granulits eingebunden werden. Auch für Starttemperaturen, die am unteren Ende der im ORG-Gebiet möglichen Werteskala liegen (Szenario 1 in Kap. 6.5.2), resultiert eine maximale Tiefenerstreckung der Randstörungen von nur 12 bis 13 km anstatt 15 bis 16 km. Abb. 6.55 stellt die Ergebnisse einer solchen Modellierung ohne Verformungsschwächung den Resultaten einer Simulation mit den best fit-Werten gegenüber.

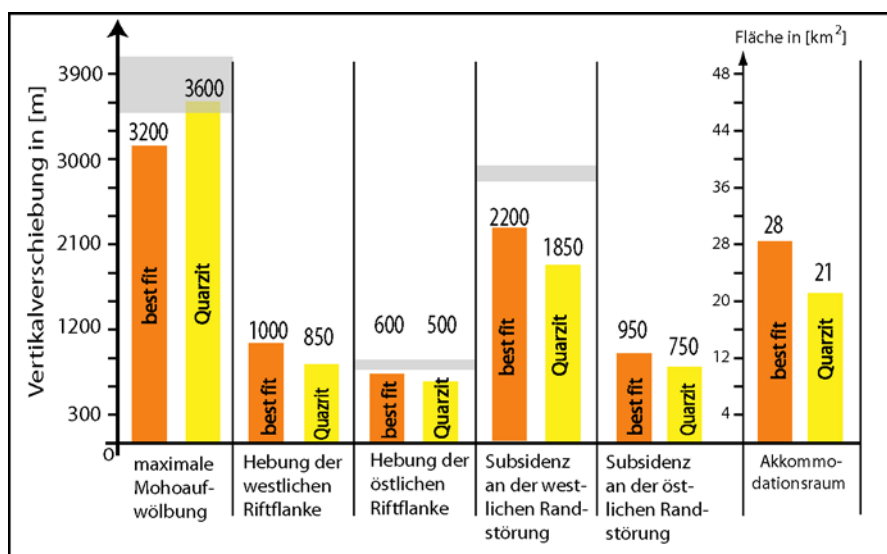


Abb. 6.55: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen von Moho, Grabenblock und Riftflanken für best fit-Modell (orange) und Modellierung mit Kriechparameter von Quarzit, naß (gelb); graue Balken: Vergleichskriterien für die Festlegung von best fit-Werten (Kap. 6.1.4).

Die Unterschiede zwischen beiden Modellierungen ordnen sich mit ihrem Vorzeichen in die Prognosen der Arbeitshypothese ein. Der geringere Störungstiefgang verursacht eine Zunahme der Mohoaufwölbung und eine Abnahme der Beckentiefe sowie der Schulternhöhe. Es greift somit für diese Simulation das Ausschlußkriterium, wonach die Unterbewertung eines Evaluierungsmaßstabes (Schulterhöhe, Beckentiefe) mit der Überschätzung eines anderen Vergleichskriteriums (Mohoanhebung) verbunden ist. Die seichtere Tiefenerstreckung der Randstörungen erzeugt ferner eine betragsmäßige Annäherung der Grabensubsidenzen sowie der Schulteranhebungen zwischen westlicher und östlicher Riftflanke. Diese höhere Symmetrie ist durch die kleinere integrierte Festigkeit im Kontinuum der Oberkruste infolge Einsatzes der Quarzit-Kriechparameter veranlaßt. Die symmetrische Extension im Kriechregime der Unterkruste und des Mantels nimmt hierdurch verstärkt Einfluß auf die flachkrustale Strukturentwicklung wie es bei Implementierung höher viskoser Materialien in die Unterkruste ebenfalls beobachtet wird (Szenario 3 in Kap. 6.5.2). Die Ergebnisse besitzen somit nur eine geringe Sensitivität gegenüber Änderungen im Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang'. Der Ausschluß der Quarzit-Kriechparameter von der Simulation der ORG-Entwicklung besteht in der Folge unabhängig von der Größe dieser Kontrollfaktoren.

Die Modellierungsergebnisse stehen im deutlichen Widerspruch zu den mikrostrukturellen Beobachtungen, nach denen Quarz die spannungstragende Mineralphase ist (z. B. HIRTH & TULLIS, 1994; STIPP et al., 2002). Die Diskrepanz kann nicht durch Einsatz anderer Kriechparameter für Quarz(it) beseitigt werden, weil die Größen A , Q und n auf best fit-Werte fixiert sind (HIRTH et al., 2001). Diese Beträge sind in der obigen Modellierung eingebunden. Allerdings werden nach GLEASON & TULLIS (1995) die Kriechparameter des Quarzits in überragendem Maße von der Wasserfugazität beeinflusst. Diese kann in den Laborexperimenten nur ungenügend kontrolliert werden. Die Modellierungsergebnisse unterstützen die Ansicht beider Autoren, daß aufgrund dieser Unsicherheit die unter Laborbedingungen gewonnenen Kennwerte nicht unverändert auf natürliche Verhältnisse übertragen werden können. Der Unsicherheitsfaktor Wasserfugazität haftet prinzipiell allen Kriechparametern an, die aus oberkrustalen Lithologien gewonnen wurden und in denen Quarz wesentlich deformativ beansprucht wird. In der Modellstudie wird daher auf eine granulit-

fazielle Lithologie der Unterkruste ausgewichen, dessen Materialgrößen aufgrund des Restitcharakters nicht durch die Wasserfugazität beeinflusst sind.

Mit Verwendung der Kriechparameter des felsischen Granulits liegt in den Modellierungen ein systematischer Fehler bei der Beschreibung oberkrustaler Kriechdeformation vor. Die Aktualisierung der Spröd-duktil-Grenze bzw. der Spröd-viskos-Grenze findet unter der Voraussetzung statt, daß das rheologische Verhalten ausschließlich durch die schwächste Mineralphase Quarz bestimmt wird (Kap. 4.2.3.2). Dennoch ist die Einbindung dieser Kriechparameter imperativ, um best fit-Einstellungen für die nachfolgende Simulation der ORG-Entwicklung selektieren zu können. Die Materialgrößen oberkrustaler Lithologien ermöglichen diese Fixierungen der Kontrollfaktoren nicht.

Die unterkrustale Rheologie

Auf der Basis petrographischer Beobachtungen wird für alle tektonometamorphen Einheiten, die der ORG kreuzt, eine deutliche Quarz-Dominanz in den granulitischen Gesteinsassoziationen der Unterkruste vermutet (siehe Abb. 2.5a und 2.5b; MENGEL, 1992). Lediglich in der saxothuringischen Domäne wird nahe der Moho die Existenz mafischer Horizonte angenommen. Dies würde den Einsatz der Kriechparameter eines felsischen Granulits rechtfertigen, der unter den unterkrustalen P-T-Bedingungen erheblich geringere Viskositäten ergibt als die gewöhnlich für numerische Modellierungen verwendeten Kennwerte eines Anorthosits (siehe Abb. 6.31). Geodynamische Betrachtungen implizieren eher eine mafische Zusammensetzung in der Unterkruste, der ähnlich hohe Viskositätswerte wie für den Mantel zugewiesen werden (MACKWELL et al., 1998; MAGGI et al., 2000; SEYFERTH & HENK, 2000). In Widerspruch zu den petrographischen und geodynamischen Folgerungen legen geophysikalische Befunde eine außerordentliche laterale und vertikale Heterogenität der unterkrustalen Lithologie für jede tektonometamorphe Einheit des Varizikums nahe (GAJEWSKI et al., 1987).

Die Parameterstudie deckt in Kap. 6.5 die Bandbreite der vorgeschlagenen Lithologien durch den Einsatz der jeweiligen Kriechparameter in den Modellszenarien 0 bis 3 ab. Die Modellierungsprognosen ergeben einen Ausschluß der hochviskosen Materialien, die aufgrund der geodynamischen Betrachtungen vorgeschlagen werden. Die Verwendung sehr geringviskoser Einheiten, basierend auf den petrographischen Befunden, erlaubt ebenfalls keine Simulation der ORG-Entwicklung. Die Modellierung mit gering- bis mittelviskosen Rheologien ergibt in Bezug auf Riftgeometrie sowie räumliche Verteilung und Größe der Subsidenz keine bedeutenden quantitativen und strukturellen Änderungen. Diese Feststellung bleibt auch dann gültig, wenn hochviskose Verbände mafischer Zusammensetzung nahe der Moho in das FE-Modell implementiert werden (Szenario 2 in Kap. 6.5.2). Die hohe laterale und vertikale Variabilität der unterkrustalen Zusammensetzung, die aufgrund der geophysikalischen Beobachtungen vermutet werden, ist folglich ohne Belang für die Nachbildung der ORG-Entwicklung. Es können für alle tektonometamorphen Einheiten, die der ORG kreuzt, dieselben Kriechparameter für die Unterkruste verwendet werden.

6.7.3 Diskussion und Zusammenstellung der best fit-Werte

Die Aufarbeitung des wissenschaftlichen Kenntnisstandes ergab die Identifikation mehrerer in ihrer Größe unbekannten Einflußfaktoren, die potentiell die Struktur und Entwicklungsgeschichte des ORG beeinflussen (Kap. 2.7). In der Parameterstudie wurden die Auswirkungen der Faktoren auf den thermomechanischen Werdegang des Rifts quantitativ verfolgt, ihre Interaktionen aufgelöst und die wesentlichen thermischen und mechanischen Abläufe erhellt. Das Prozeßverständnis ermöglichte eine Festlegung von best fit-Werten für die Einflußfaktoren. Die Selektion der best fit-Beträge geschah auf Basis folgender Kriterien:

1. keine simultane Unterbewertung eines quantitativen Vergleichsmaßstabes und der Überschätzung eines anderen
2. Konzentration der Spröddeformation auf die Randstörungen und den Grabenblock, keine Auflösung des Grabenblocks in eine Horst- und Grabenstruktur

Der ermittelte best fit-Wert aus der Parametervariation eines Kontrollfaktors ging in die anschließende Variation eines anderen Steuerparameters ein. Diese sukzessive Ausscheidung der Modellierungsansätze schließt allerdings zunächst nicht aus, daß aus weiteren Kombinationen der Kontrollfaktoren ebenfalls best fit-Einstellungen gewonnen werden können. Es wird deshalb eine Zusammenführung der bisherigen Modellierungsprognosen vorgenommen. In ihr soll mit Kenntnis der thermomechanischen Prozesse und unter Anwendung der obigen Kriterien 1 und 2 eine finale Eingrenzung auf eine Kombination von best fit-Werten herbeigeführt werden.

- Kontrollfaktor Störungsgeometrie (Kap. 6.3 und Kap. 6.4.3)

Ausschlußkriterium 2 steht der Anwendung von planaren oder stark gekrümmten Randstörungen entgegen. Deutlich listrische Störungen führen zu einer Verformungskonzentration im nahen Liegenden, planare Verwerfungen erzeugen eine starke Beanspruchung im nahen Hangenden (siehe Abb. 6.13). Diese Verformungsverteilungen begünstigen unter Einbeziehung der Verformungsschwächung die teilweise Deaktivierung der listrischen Störungen und die Auflösung des Grabenblocks in eine im ORG-Gebiet nicht verwirklichte Horst- und Grabenstruktur bei den planaren Schwächezonen (Tafel 3 in Kap. 6.4.3). Die hohen Verformungsintensitäten im unmittelbaren Umfeld der Randstörungen belegen die Fehlorientierung beider Störungstiefenverläufe gegenüber dem äußeren Spannungsfeld. Die Modellierungen wurden für Reibungskoeffizientenkombinationen um 0.2/0.4 durchgeführt. Eine Ablehnung beider Störungsgeometrien ist deshalb zunächst nicht verallgemeinerungsfähig, weil die Fehlorientierung durch Wahl anderer Reibungskoeffizienten beseitigt werden kann.

- Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' (Kap. 6.4.2)

Die Ausschlußkriterien 1 und 2 ermöglichen eine quantitative Eingrenzung des Parameterkomplexes. Die Variation der Reibungskoeffizienten ergibt eine gleichmäßige Unterbewertung der quantitativen Vergleichsmaßstäbe für den Wertebereich 0.2 bis 0.4 an. Zu größeren oder niedrigeren Reibungskoeffizienten ist dies nicht möglich, weil die Überbewertung eines Kriteriums mit der Unterbewertung eines anderen verknüpft ist.

Die Eingrenzung auf Koeffizientenkombinationen um 0.2/0.4 wurde bisher nur für die listrische Geometrie der Randstörungen vollzogen. In Ergänzung stellt Abb. 6.56 die Unter-

suchungsschwerpunkte den quantitativen Vergleichmaßstäben aus Modellierungen gegenüber, in denen auch planare Störungen verwendet wurden.

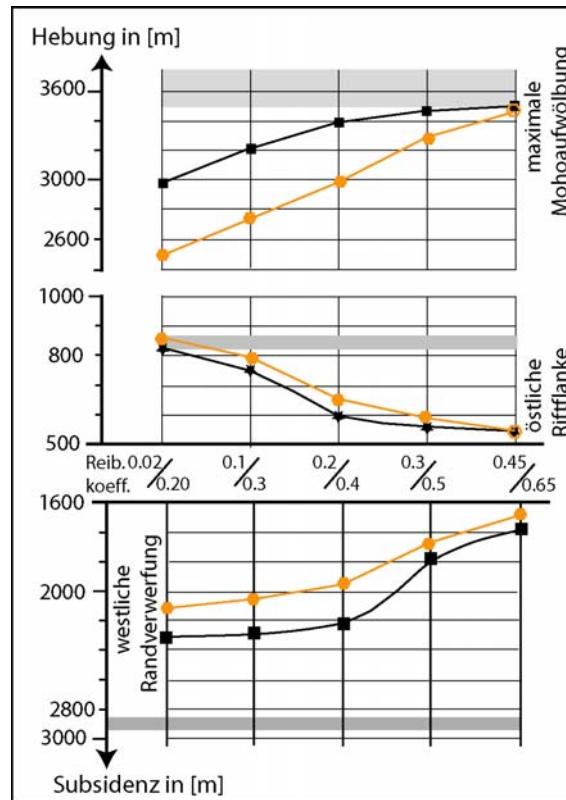


Abb. 6.56: Vertikalverschiebungen von Moho, Schaltern und Prärifterdoberfläche im Grabenblock; schwarze Linien für listrische Randverwerfungen, rote Linien für planare Randverwerfungen, Störungstiefenverläufe nach Abb. 6.10; grau unterlegte Felder: Vergleichskriterien für die Festlegung von best fit-Werten (Kap. 6.1.4)

In Übereinstimmung mit den Beobachtungen bei Anwendung listrischer Störungen ist auch für planare Störungen eine Präferenz für die Reibungskoeffizienten zwischen 0.2 und 0.4 gegeben. Zu niedrigeren Werten wird bereits ein Vergleichsmaßstab erreicht (Hebung der östlichen Riftflanke), während ein anderer stark unterschritten wird (Mohoanhebung). Desgleichen tritt bei höheren Koeffizienten auf (Mohoanhebung versus Subsidenz an der westlichen Riftflanke).

Die Vorauswahl der Reibungskoeffizienten wird durch Einbindung des Kriteriums 2 gestützt. Zu niedrigen Reibungskoeffizienten als 0.2/0.4 hin wird zwar die Mißorientierung einzelner Störungssegmente zum Spannungsumfeld abgebaut. Durch den Verformungstransfer auf die Randstörungen ist das Liegende und Hangende allerdings nicht mehr in nennenswertem Ausmaße intern deformiert. Eine Ausweitung der Extension in den Graben ist unter dieser Verformungsverteilung nicht möglich. Zu höheren Reibungskoeffizienten wird das Kontinuum im Liegenden und Hangenden der Störungen nahezu im gleichen Maße beansprucht (siehe Abb. 6.17a). Eine Begrenzung sekundärer Scherzonen auf das Hangende ist ausgeschlossen.

Mit Implementierung der Verformungsschwächung im Spröddregime können die Reibungswerte auf Beträge um die Kombination 0.3 bis 0.4 eingengt werden. Die Festigkeitsreduktion verstärkt deutlich die strukturelle Asymmetrie des Rifts. Differentielle Bewegungen zwischen Graben und Schulter auf der östlichen Grabenseite werden auf vernachlässigbare Werte her-

abgesetzt. Die niedrige Reibungskoeffizientendifferenz hält dagegen bedeutende Vertikalverschiebungen über die gesamte Riftbreite aufrecht.

Die numerischen Variationen um den Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' setzen die best fit-Werte für die Reibungskoeffizienten unabhängig von der Störungsgeometrie auf 0.3 bis 0.4 fest. Der Weiterverwendung dieser Werte steht allerdings die Fehlorientierung der bisher verwendeten Störungsgeometrien entgegen, weil sie zur Deaktivierung von Störungssegmenten oder eine in der Realität nicht vorliegende Riftarchitektur führt. Deswegen ist eine Anpassung der Störungsgeometrie an die optimale Ausrichtung zum äußeren Spannungsfeld angezeigt. Dieser optimale Störungstiefenverlauf liegt vor, wenn für die Reibungswerte 0.3 bzw. 0.4 die Lokalisation der Deformation auf die Störung maximal ist. Dann liegen keine Verformungsspitzen im nahen Liegenden und Hangenden der Verwerfung mehr vor, die für die Deaktivierung von Störungsabschnitten und Auflösung des Rifts in kleinmaßstäbliche Grabenstrukturen verantwortlich sind. Die Randstörungen erfüllen diese Vorbedingung mit einem sublistrischen Tiefenverlauf zu rifting-Beginn. Die östliche Randverwerfung weist aufgrund des höheren Reibungskoeffizienten ein etwas steileres Einfallen als die westliche Störung auf. Die Verwerfungen erreichen einen Tiefgang von 16 km im Westen und 15 km im Osten.

- Kontrollfaktoren Kriechparameter/Temperaturverteilung (Kap. 6.5)

Anhand des Kriteriums 1 kann die Existenz sehr geringviskoser und hochviskoser Materialien in der Unterkruste des ORG-Gebietes ausgeschlossen werden. Bei hochviskosen Materialien spricht das weitere ein unterkrustales Sprödregime gegen die Verwendung der entsprechenden Kriechparameter.

Die Variationen der unterkrustalen Materialgrößen betonen, daß eine bedeutende Verformungslokalisation auf die Randstörungen nur dann erfolgen kann, wenn die integrierte Festigkeit des Kontinuums vornehmlich in der Oberkruste konzentriert ist. Diese Voraussetzung ist bei Implementierung der hochviskosen Materialien nicht gegeben. Ihr Ausschluß für das ORG-Gebiet bedeutet in der Folge, daß die Parameter Reibungskoeffizient, Störungstiefgang und Störungsgeometrie bedeutende Kontrollfaktoren auf die Riftarchitektur des ORG bleiben. Sie müssen mit ihren best fit-Einstellungen in die folgende Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung aufgenommen werden.

Die Modellierungsergebnisse ergeben keine Präferenz für eine konkrete Temperaturverteilung im Präriftstadium, weil keines der Ausschlußkriterien greift. Allerdings sind über den Zusammenhang zwischen dem Tiefgang der Randstörungen und der Verformungskonzentration im Grabenblock begrenzt Aussagen in Bezug auf die Temperaturverhältnisse im Präriftstadium möglich. Durch eine Starttemperatur am Top der Unterkruste von nur 400 °C reichen die Randstörungen bis in Tiefen von 17 bis 18 km für die bevorzugten Reibungskoeffizienten 0.3 und 0.4. Die Modellierungen mit dieser Störungskonfiguration (Szenario 1 in Kap. 6.5.2; Kap. 6.6.1) münden in einer signifikanten Verformungsreduktion im Grabenblock. Die geringe Internverformung unterbindet einen bedeutenden Extensionstransfer in den Graben. In Konsequenz sind zumindest am Top der Unterkruste Temperaturwerte vor dem rifting zu vermuten, die deutlich über 400 °C liegen. Für die Eingrenzung einer Starttemperatur an der

Moho liefert die Beziehung zwischen Tiefererstreckung der Randstörungen und der Verformungsverteilung im Grabenblock keine Hinweise.

- Kontrollfaktor 'Scherzonen im Kriechregime' (Kap. 6.6)

Eine Simulation enthält Randstörungen durch das oberkrustale Kriechregime bis in 18 km Tiefe bei Anwendung der sonstigen best fit-Festlegungen. Diese Störungskonfiguration ist für das ORG-Gebiet zu verneinen, weil das Erreichen der geforderten Grabensubsidenz mit einer deutlichen Unterbewertung der Mohoaufwölbung einher geht. Ferner ist in Übereinstimmung mit anderen Simulationen, in denen aufgrund sehr niedriger Reibungskoeffizienten oder geringer Temperaturen eine lokalisierte Spröddeformation bis in 18 km Tiefe stattfindet, eine deformative Beanspruchung des Grabenblocks nicht gegeben. Ein Extensions- und Verformungstransfer in den Graben ist somit unwahrscheinlich.

Beide Kriterien greifen nicht in Bezug auf die Existenz mantellithosphärischer Scherzonen und transienter Kriechmechanismen. Es ergeben sich keine nennenswerten Abweichungen in Bezug auf die flachkrustalen Vertikalbewegungen und die Verformungsverteilung im Graben gegenüber dem best fit-Modell. Eine Verformungslokalisation in der tieferen Unterkruste und im Mantel kann nicht ausgeschlossen werden. Sie ist jedoch für eine thermomechanische Simulation der ORG-Entwicklung bis zu dem Extensionsbetrag von 6.5 km ohne Bedeutung.

Die Parametervariationen wurden für eine riftsenkrechte Extension von 6.5 km in einem Abschiebungsregime durchgeführt. Extensionsbetrag und tektonisches Regime stellen weitere bedeutende Einflußfaktoren auf die Translationen und das Strukturbild im ORG-Gebiet dar. Ihre Auswirkungen müssen vor einer finalen Festlegung der best fit-Einstellungen berücksichtigt werden.

Ein Wechsel des tektonischen Regimes modifiziert lediglich die Tiefe lokalisierter und raumgreifender Spröddeformation. Alle anderen Festlegungen bleiben gültig. Ein Wechsel zu einem Blattverschiebungs- oder Kompressionsregime verlagert die Spröd-viskos-Grenze zu geringeren Tiefen. Der Betrag von 16 km ist daher ein Maximalwert für das Tiefenintervall, in dem Sprödverhalten stattfindet.

Die best fit-Festlegungen wurden für den Extensionsbetrag von 6.5 km ermittelt. Dieser Wert entspringt geometrischen Bilanzierungen, die mit hohen Unsicherheiten in Bezug auf die Eingangsparameter behaftet sind (Kap. 2.3). Die best fit-Werte werden in der anschließenden Simulation der ORG-Entwicklung verwendet, um die eigentliche riftsenkrechte Extension zu ermitteln. Diese Vorgehensweise stellt dennoch kein Zirkelschluß dar. Die bevorzugte Verformungsverteilung, die zu einem Subsidenztransfer in den Graben führt, ist eine Funktion der Störungsgeometrie der Grabenbegrenzungen sowie ihrer mechanischen Eigenschaften, aber nicht der horizontalen Extension. Ferner werden selbst in den Modellierungen, in denen das Spannungsverformungsverhalten und die Vertikalbewegungen von Moho, Graben und Schultern Extremwerten zugeführt wird, allenfalls die quantitativen Vergleichsmaßstäbe erreicht oder leicht überschritten. In Verbindung mit ihrer gleichmäßigen Unterbewertung bei Verwendung der best fit-Einstellungen, kann in dem untersuchten Vertikalschnitt mit hoher Sicherheit von einer Extension größer als 6.5 km ausgegangen werden.

Ein höherer Extensionsbetrag tritt zunächst in Konflikt mit dem Ausschluß von Mantelscherzonen für die Simulation der ORG-Entwicklung, weil er eine stärkere Verformungslokalisation im Kriechregime erzeugt. Abb. 6.57 zeigt deshalb die Ergebnisse einer Modellierung mit Mantelscherzone und Verformungsschwächung im Kriechregime für eine horizontale Extension von 9 km.

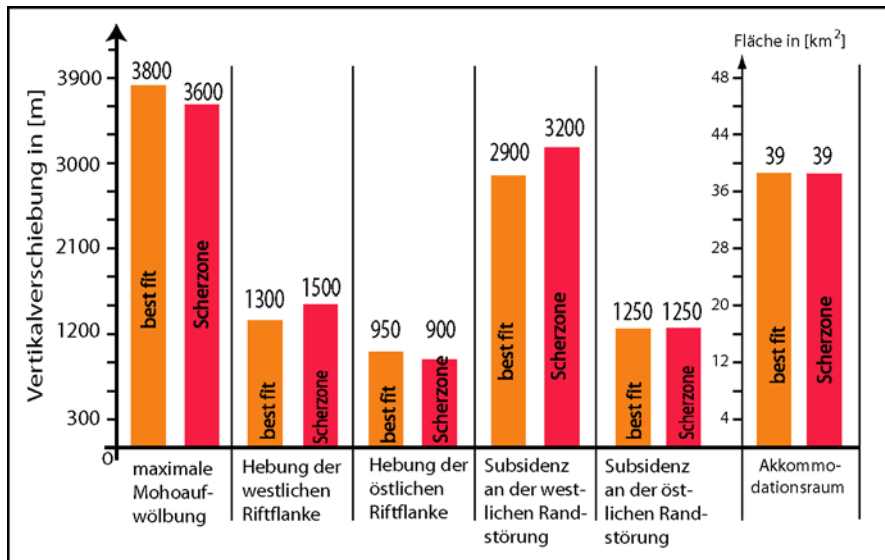


Abb. 6. 57: Akkommodationsraum und Vertikalverschiebungen von Moho, Grabenblock und Riftflanken für best fit-Modell (orange) und best fit-Modell mit Verformungsschwächung sowie Mantelscherzone (rot). Für das Modell mit der Mantelscherzone ist nur die regionale Mohoaufwölbung dargestellt. Die horizontale Extension für beide Modelle beträgt 9 km.

Die Resultate liegen gegenüber einer Modellierung ohne die Scherzone und bei stationärer Kriechverformung erst für eine horizontale Extension von ca. 9 km bei 300 m in der Grabensubsidenz und 200 m in der Schulteranhebung über den Fehlergrenzen dieser Vergleichsmaßstäbe (200 m-Iso-pachenabstand für die Grabensubsidenz und 150 m für die Anhebung der Schultern). Die thermo-mechanische Simulation des ORG darf zumindest bis zu einer horizontalen Extension von ca. 9 km ohne die Möglichkeit einer Verformungslokalisation im Kriechregime stattfinden.

Die Zusammenführung der Modellierungsergebnisse ergibt somit als best fit-Einstellungen für die Kontrollfaktoren im ORG-Gebiet:

- sublitriscche Geometrie der Randverwerfungen, Zweigstörungen steiler einfallend als Haupt-randverwerfungen
- Reibungskoeffizienten von ca. 0.3 auf den Hauptstörungen und um 0.4 auf den Zweigstörungen bei einer Koeffizientendifferenz von ≤ 0.1
- Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation bis maximal 16 km Tiefe
- gering- bis mittlerviskose Materialien in der Unterkruste (Anorthosit, Diabas (trocken))
- Verwendung der gleichen unterkrustalen Kriechparameter für alle tektonometamorphen Einheiten im ORG-Gebiet
- stationäres Kriechen in Ober-, Unterkruste und Mantel ohne Präimplementierung von diskreten Scherzonen im Kriechregime
- Verwendung von Kriechparametern des felsischen Granulits in der viskosen Domäne der Oberkruste
- Temperatur an Top Unterkruste im Präifstadium von $> 400\text{ }^{\circ}\text{C}$

Ein von 6.5 km abweichender Extensionsbetrag bedeutet eine veränderte Riftbreite zu Modellierungsbeginn über die gesamte Tiefenerstreckung der Randstörungen. Die teilweise signifikanten Unterschiede, die zwischen planaren und listrischen Störungen in Bezug auf die Verformungsverteilung und Vertikalverschiebungen auftreten, belegen einen bedeutenden Einfluß des anfänglichen

Störungsabstandes auf die Architektur des Rifts. Folglich darf der reale Extensionsbetrag nicht aus der Extrapolation der Untersuchungsschwerpunkte auf die quantitativen Vergleichsmaßstäbe abgeleitet werden.

6.7.4 Folgerungen für den Deformationsstil und das Strukturbild im ORG-Gebiet

Die Resultate der Parameterstudie ermöglichen die Beantwortung von in Kap. 1.1 formulierten Fragestellungen zur Becken- und Krustenarchitektur des ORG und seiner Entwicklungsgeschichte:

- Was sind die Einflußfaktoren auf die Horizontal- und Vertikalbewegungen im ORG, auf die krustale Struktur der gedehnten Lithosphärensäule und auf die Interngeometrie des Beckens?

Die Parameterstudie kennzeichnet die mechanischen Eigenschaften der Randstörungen, ihre Geometrie und ihre Tiefenerstreckung als die bedeutendsten Kontrollfaktoren auf das flachkrustale Strukturbild im ORG-Gebiet. Nachrangige Steuerparameter sind die exogenen Prozesse, die unterkrustale Rheologie, die Temperaturverteilung sowie die mögliche Existenz von Scherzonen im Kriechregime. Die Modellierungen identifizieren die tiefere Oberkruste als einen mobilen Bereich, in dem ein duktiler Fluß wesentlich zur Asymmetrie der Beckenstruktur beiträgt. Richtung und Ausmaß des lateralen Massentransports werden von den primären Einflußfaktoren gesteuert.

- Was ist der Stil der lithosphärischen Extension im ORG-Gebiet?

Die Ergebnisse der Parameterstudie legen einen maximalen Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation während der ORG-Entwicklung auf 16 km fest. Darunter erfolgt eine raumgreifend viskose Materialreaktion. Potentielle mantellithosphärische Scherzonen haben keinen Einfluß auf die Riftarchitektur und -evolution in seichteren Krustentiefen.

Auf Basis seismischer Daten werden im südlichen ORG deutlich listrische Tiefenverläufe der Randstörungen vermutet (BRUN et al., 1992b, LOPEZ CARDOSO, 2004). Dieser Interpretation wird nicht gefolgt. Die numerische Implementierung einer solchen Geometrie resultiert in einer Fehlorientierung der tieferen Störungssegmente zum äußeren Spannungsfeld. Diese Abschnitte werden rasch nach rifting-Beginn deaktiviert. Die Modellierungsergebnisse definieren dagegen für das Präriftstadium eine sublistrische Geometrie mit steilem Einfallen von $> 65^\circ$ nahe der Erdoberfläche und ca. 40° in 16 km Tiefe. Die Zweigstörung fällt wegen des höheren Reibungskoeffizienten in größeren Tiefen etwas steiler ein. Beide Geometrien entwickeln sich auch bei Annahme höherer Extensionsbeträge nicht in Richtung jenes deutlich listrischen Störungstiefenverlaufs. BEHRMANN et al. (2003) leiten anhand geometrischer Bilanzierungen für die östliche Randstörung im südlichen ORG eine nahezu identische Geometrie ab. Diese Konfiguration auf Basis geometrischer Zwänge wird somit auch mathematisch-physikalisch durch die numerischen Resultate gestützt.

Die Grabenrandstörungen heben sich seismisch in seichten Krustentiefen als diskrete Reflektoren ab. Ab Tiefen von ca. 10 km liegen seismische Reflektoren mit sehr variablen Einfallswinkeln vor (WENZEL et al., 1991; BRUN et al., 1992b; siehe auch Abb. 2.4). Die Lage der Reflektorfächer ist deckungsgleich mit den Bereichen hoher Verformungskonzentrationen, die in den Modellierungen im Liegenden deutlich listrischer Randverwerfungen auftreten (siehe Abb. 6.17). Diese örtliche Übereinstimmung ist möglicherweise ein Anhaltspunkt, daß die Entstehung dieser seismischen Struktur im

Zusammenhang mit dem rifting-Prozeß im ORG-Gebiet steht. Der Hinweis befindet sich nicht im Widerspruch zu dem Ergebnis der Parameterstudie, wonach eine eindeutige Präferenz auf einen bestimmten Störungstiefenverlauf bis an die Basis des Spröde regimes gegeben ist. Die Ausbildung des Reflektorfächers kann in Verbindung mit der Initiierung des Rifts stehen, bevor es im Stadium der eigentlichen Grabenentwicklung, auf das sich die Parametervariationen beziehen, zu einer Konzentration auf die sublistrische Störungsgeometrie kam. Diese Hypothese steht unter dem Vorbehalt, daß bisher die Streichrichtungen der Reflektoren unbekannt sind (LOPEZ CARDOSO, mündl. Mitt.).

Der gleiche Vorbehalt trifft auf die Reflektoren zu, die unter dem errechneten maximalen Tiefgang lokalisiert-spröder Deformation von 16 km bis 18 km Tiefe auftreten. Neben einer möglichen Präexistenz der Reflektoren mit einer von der Grabenachse abweichenden Orientierung bietet eine transiente Versprödung infolge lokal erhöhter Verformungsraten einen weiteren Erklärungsansatz für ihr Vorkommen.

In allen Modellierungen bilden sich unabhängig von der Störungsgeometrie der Randstörungen antithetische Flexuren im Grabenblock heraus. Eine Ableitung des Tiefenverlaufs der Randverwerfungen aus der grabeninternen Bauform ist deshalb für das ORG-Gebiet nicht gestattet (vgl. MEIER & EISBACHER, 1991; WENZEL et al., 1991; BRUN et al., 1992b; LOPEZ CARDOSO, 2004). Erst durch das Einwirken eines Extensionstransfers in den Graben beeinflußt die Geometrie der Randstörungen das Strukturbild des Grabens. Planare Schwäche zonen führen in den Simulationen zu einer Auflösung der antithetischen Flexuren im Graben. Das Fehlen dieser Faltenformen und die Existenz eines komplexen Bruchschollenmosaiks im nördlichen ORG darf dennoch nicht als eine Konsequenz aus der Extension an planaren Randverwerfungen gewertet werden. Die räumliche Ausdehnung dieses Strukturbildes fällt dort mit dem zusätzlich vorhandenen NW-SO-orientierten Strukturinventar zusammen. Diese Lineamente beeinflussen in hohem Maße die Riftarchitektur und die Depozentrenverteilung im nördlichen ORG (Kap. 2.5.2) und sind vermutlich ursächlich für das grabeninterne Strukturbild.

Die Modellierungsprognosen beinhalten Aussagen zu der wahrscheinlichen Mohotopographie im ORG-Gebiet. Es tritt in allen Simulationen ein lateraler Transfer zwischen dem Ort höchster Subsidenz und seichtester Moholage auf. Die maximale Mohoaufwölbung befindet sich bei den Nachbildungen von Halbgrabenstrukturen vertikal unter dem unteren Störungsende (siehe Abb. 6.16). Der Störungstiefenverlauf bestimmt somit den Ort der seichtesten Moho. Bei Ergänzung zu einem Grabensystem tritt neben der Geometrie der zweiten Randstörung auch der Parameterkomplex 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' als Kontrollfaktor hinzu. Aufgrund der Differenz zwischen den Reibungskoeffizienten ist die maximale Mohoanhebung auf die Grabenseite mit der Hauptrandstörung hin verschoben. Die bevorzugte Störungskonfiguration mit einer flacheren Hauptrandstörung und einer steil einfallenden Zweigstörung vermag nicht die maximale Mohoaufwölbung auf die Grabenseite der Zweigstörung zu ziehen. Die seichteste Mohotiefe kann nur durch die Existenz mantellithosphärischer Scherzonen unter die Zweigstörung gezwungen werden (Kap. 6.6.2). Für das ORG-Gebiet konnte allerdings gezeigt werden, daß diese potentielle Mohoanhebung nur lokaler Natur ist und die regionale Mohotopographie ihre geringste Tiefe in Nähe der Hauptrandstörung besitzen muß.

Die rezente Moho im ORG-Gebiet muß keinesfalls den in den Modellierungen ermittelten Verlauf aufweisen. Lithosphärische Bucklungsprozesse im südlichen ORG und Extension in den Schulterbereichen des nördlichen ORG beeinflussen vermutlich in beiden Regionen die Mohotopographie ebenfalls maßgeblich (Kap. 2.5.2 und 5.1).

Der lokale Charakter einer Mantelscherzone und transienter Kriechmechanismen unter dem ORG ist auch im seichten Krustenniveau an den geringen Differenzen offenkundig, die gegenüber Modellierungen ohne Scherzone in den Vertikalbewegungen von Graben und Schaltern vorliegen (Kap. 6.6.2). Modellvorstellungen, die die Grabenevolution mit der Reaktivierung präexistenter Mantelscherzonen verknüpfen (vgl. LOPEZ CARDOSO, 2004), müssen auf Basis der numerischen Ergebnisse verneint werden.

7. Thermomechanische Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung

7.1 Allgemeine Vorgaben für die Simulation

7.1.1 Modellierungskonzept

Zielvorgabe

In der Parameterstudie wurde die Sensibilität der Modellierungsergebnisse auf verschiedene Eingabeparameter untersucht. Mit der Erfassung der wesentlichen thermomechanischen Prozesse und ihrer Interaktion während des Riftings ergaben sich best fit-Werte für die Prozeßsteuerungsfaktoren und Kenntnisse über den Deformationsstil in verschiedenen Tiefenintervallen. Im folgenden wird eine thermomechanische Vorwärtssimulation der oberrheinischen Riftevolution durchgeführt. In der Modellrechnung wird versucht, unter Verwendung der best fit-Einstellungen und den Implikationen über den Deformationsstil dem Vergleichsdatensatz zur Riftentwicklung zu entsprechen. Primärziel ist es, über die Quantifizierung von riftsenkrechter Extension und grabenparallelen Horizontalverschiebungen Aussagen über die kinematischen Geschehnisse während der Riftevolution abzuleiten.

Die Behandlung der Prozeßinteraktionen und die Selektion der Einflußfaktoren erfolgten in der Parameterstudie an einem Riftquerprofil. In der dritten Dimension treten weitere Steuerungsparameter auf die Riftarchitektur und Strukturevolution hinzu. Neben der lateralen Änderung materialspezifischer Größen ist hier vor allem die variable Riftbreite bzw. die veränderliche Streichrichtung der Grabenrandstörungen zu nennen. Deren Einfluß auf die thermomechanischen Prozesse ist durch eine simultane Abwicklung der Parametervariationen an einen 3D-Modell des ORG-Gebietes erfaßt und ermöglichte so eine Feinabstimmung der am Grabenquerprofil ermittelten best fit-Einstellungen.

Initiale Riftbreite und initialer Verlauf der Randstörungen sind wegen Unkenntnis der Translationen im ORG-Gebiet nicht bekannt. In der iterativen Annäherung an eine bestmögliche Übereinstimmung zwischen numerischen Prognosen und der Realität muß somit neben den Geschwindigkeitsrandbedingungen an den Modellseiten auch die anfängliche Geometrie der Grabenstruktur laufend aktualisiert werden. Die simultane Variation der Riftgeometrie sowie der Randbedingungen bedingt weitere interessante Prozeßinteraktionen, deren Abhandlung allerdings eher den Inhalt einer konzeptuellen Modellierungsstudie stellen. Im Rahmen dieser Arbeit erfolgt die Beschreibung der Interaktionen nur insoweit, wie sie zum Erreichen des oben geschilderten Primärziels dienlich ist.

Phaseneinteilung und Simulationsdauer

Die Simulation der thermomechanischen Entwicklung des ORG wird in drei Phasen durchgeführt (Abb. 7.1):

Die Phase I umfaßt den Zeitraum von 34.4 Ma bis 22.5 Ma (Basis Pechelbronner Schichten bis Top Cerithienschichten). Es erfolgt eine riftorthogonale Streckung in WNW-ESE-Richtung.

Die Phase II umspannt den Zeitraum von 22.5 Ma bis 12.0 Ma. Dem FE-Modell werden sinistrale Translationen in NNE-SSW-Richtung entlang dem ORG aufgezwungen. Die mechanische Randbedingung wird auf die Zeit der sedimentologischen Aufzeichnung zwischen Basis der Hydrobien-

schichten und dem Top des Quartärs begrenzt. Das Quartär wird hierbei aufgrund ähnlicher kompaktionsgeschichtlicher Eigenschaften dem Jungtertiär II zugeschlagen. Durch diese Maßnahme verlängert sich der Zeitraum aktiver mechanischer Randbedingungen über das Top des Jungtertiärs II von 14.0 Ma hinaus um weitere 2 Ma, in denen die quartären Sedimente zur Ablagerung kamen.

Die Phase III erstreckt sich von 12.0 Ma bis rezent. Das FE-Modell wird keiner äußeren mechanischen Beanspruchung unterworfen. Die Phase III stellt in der Simulation ein Postriftstadium dar, in dem das FE-Modell einer thermischen und mechanischen Relaxation unterliegt.

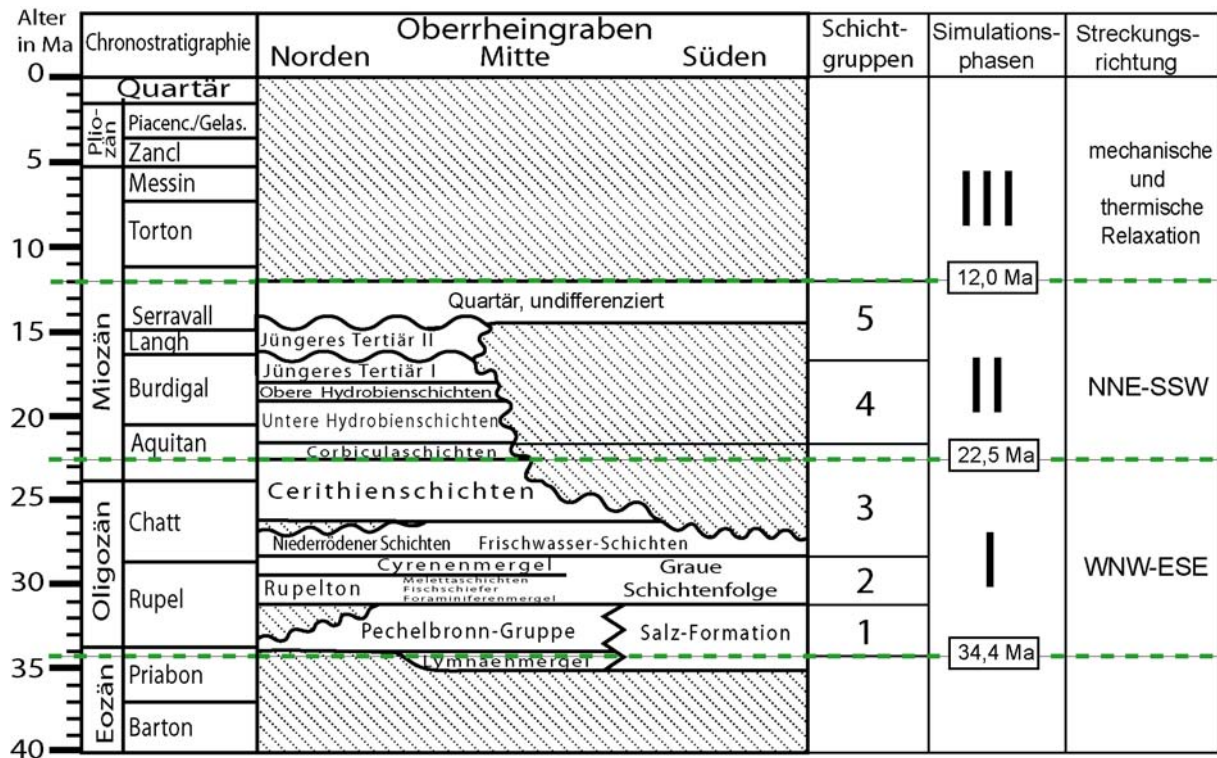


Abb. 7.1: Phaseneinteilung für die Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung.

Die Riftentstehung im späten Eozän mit der Entstehung lokaler Depozentren wird nicht berücksichtigt. Die Simulationen starten folglich im spätesten Priabon mit dem Beginn der beckenweiten Sedimentation, welche durch die auf ihrer gesamten Erstreckung bereits entwickelten Grabenrandstörungen des ORG kontrolliert wurde.

Die obige Einteilung in zwei Phasen aktiver kontinentaler Deformation mit riftsenkrechter und riftparalleler Streckungsrichtung bedeutet in keinerlei Weise eine Präferenz für eine der Modellvorstellungen zur geodynamischen Entwicklung nach Kap. 2.6.1.1. Diese Vorgehensweise bietet allerdings gegenüber einphasigen Modellen der 'schrägen' Extension die Untersuchungsmöglichkeit, welche Auswirkungen verschiedene Streckungsrichtungen auf das Strukturbild des ORG haben. Die orthogonale Extension gewährt als eine einfache Randbedingung einen tieferen Einblick in den Ablauf der strukturbildenden Prozesse in der dritten Dimension. Hiermit ist vor allem die Frage nach möglichen Blattverschiebungsbewegungen entlang des Riftsystems während einer orthogonalen Extension verknüpft.

7.1.2 Modellgeometrie

Initiale Lithosphärenstruktur

Das FE-Modell des ORG-Gebietes ist vertikal und horizontal in Domänen mit verschiedenen thermischen und mechanischen Eigenschaften unterteilt. In vertikaler Richtung werden die Geometriedaten des Vertikalschnitts aus der Parameterstudie mit der Dreiteilung in Ober-, Unterkruste und Mantel übernommen. In der dritten Dimension stellt das Gitternetz in E-W-Richtung einen 200 km breiten und in N-S-Richtung 250 km langen Ausschnitt aus dem ORG-Gebiet zwischen Frankfurt und Freiburg dar (Abb. 7.2a). Das Modell ist horizontal in Moldanubikum und Saxothuringikum mit ihren jeweiligen Materialeigenschaften idealisiert. Das Rhenoharzynikum wird dem Saxothuringikum zugeschlagen. Die überregionalen Schwereanomalien von Zabern und des Kraichgau sind zusätzlich innerhalb des Saxothuringikums mit ortsspezifischen Materialparametern eingebunden. PLAUMANN et al. (1986) sowie EDEL & WEBER (1995) liefern Angaben zu der räumlichen Ausdehnung der Schwereanomalien.

Aus dem Bereich des südlichen ORG wird der Grabenabschnitt zwischen Basel und Freiburg in der Modellierungsstudie nicht berücksichtigt. Dort gestatten Spannungsperturbationen der nahen Rhein-Bressegraben-Transferzone (LACOMBE et al., 1993) und Mächtigkeitsmodifikationen durch Halokinese (Kap. 5.3.2) keine zuverlässige Modellierungsprognose. Aus dem Gebiet des nördlichen ORG findet die Ausweitung der Extension auf die randlich angegliederten Senkungsgebiete (Mainzer Becken, Hanau-Seligenstädter Senke) ebenfalls keinen Eingang in die Simulation. Diese Beckenstrukturen enthalten nur stark kondensierte Grabenablagerungen von wenigen 100 m Mächtigkeit mit unsicherer stratigraphischer Einordnung (REICHENBACHER & KELLER, 2002; SCHÄFER & KADOLSKY, 2002), sodaß die Modellierungsergebnisse nicht an einem ausreichend detaillierten Vergleichsdatensatz für diese Region kalibriert werden können.

Präexistierendes Strukturinventar

Die Berücksichtigung präexistierender Schwächezonen im Startmodell geschieht unter Einbeziehung der erwähnten strukturellen Vorgaben (Kap. 2.5). Als Kontaktelemente werden beide Grabenrandverwerfungen des ORG, die Gräfenhäuser Störungszone (GHS) und die Hunsrück-Taunus-Südrandstörung (HSRS) als die nördliche Begrenzung des ORG aufgenommen (Abb. 7.2b und 7.2c). Die HSRS ist auf Basis seismischer Untersuchungen und geometrischer Bilanzierungen (MEISSNER & BORTFELD, 1990; HENK, 1993) mit einem listrischen Störungsverlauf bis in eine Tiefe von 16 km eingebunden. Die Randstörungen werden mit der best fit-Geometrie aus der Parameterstudie berücksichtigt. Diese sind:

- Verflachung der Hauptrandverwerfungen von oberflächennah um 67° auf ca. 40° bis in eine Tiefe von 16 km
- Verflachung der Zweigstörungen von oberflächennah um 67° auf ca. 45° bis in eine Tiefe von 15 km

Die Auflösung des ORG in kleinmaßstäbliche Grabenstrukturen zwischen GHS und HSRS wird durch einen geringeren Tiefgang der Grabenrandverwerfungen zwischen beiden Störungen bis nur in 10 km Tiefe emuliert (Abb. 7.2d). Über den Tiefenverlauf der GHS ist nichts bekannt. Die enge Scharung von Isopachen quartärer Sedimente nach BARTZ (1974) und die äußerst hohen Gradienten für das Schwerepotential gemäß PLAUMANN (1991) lassen eine zumindest oberflächen-

nah um 60° einfallende Schwächezone vermuten. Die GHS wird aufgrund dessen als eine planare Verwerfung bis in 16 km Tiefe geführt.

Im Streichen des ORG verlagert sich die Depozentrenachse zweimal über die Grabenmitte an die andere Riftflanke (Kap. 2.1.1). In den dreidimensionalen Simulationen der Parameterstudie werden die maximalen Sedimentmächtigkeiten immer im unmittelbaren Hangenden der Haupttrandverwerfung lokalisiert. Eine kontinuierliche Verlagerung der maximalen Beckentiefe über das Riftzentrum hinweg findet selbst unter Einsatz verformungsschwächender Mechanismen nicht statt. Die Riftpolaritätswechsel müssen deshalb in das Startmodell durch Schwächezonen vorgezeichnet werden. Die Vorgehensweise ist statthaft, weil sich die Verlagerungen der Depozentrenachse an prä-existent Transferzonen vollziehen (Kap. 2.5.2 und Kap. 5.3.3).

Der Riftpolaritätswechsel zwischen dem südlichen und zentralen ORG auf der geographischen Breite Straßburgs ist an eine diskrete Scherzone gebunden (Abb. 5.6b). Für die Idealisierung dieser Störung im FE-Modell ist die Anwendung von Kontaktelementen geeignet. Deren Einsatz zwischen beiden Randstörungen würde allerdings in einem Gebiet erfolgen, das im Gegensatz zum nördlichen Grabenende mit der GHS sowie der HSRS von hohen Translationen während der Simulation erfaßt wird. Diese Verschiebungen erzwingen sehr geringe Zeitschrittweiten von wenigen tausend Jahren, um die Kontaktsituation zwischen den verschiedenen Blöcken aufrecht zu erhalten. Die sich daraus ergebende Potenzierung der numerischen Kalkulationsdauer bis auf mehrere Monate macht den Einsatz der Kontaktelemente nicht tragbar. Deswegen wird die südliche Transferstörung wie auch das querende Strukturinventar im nördlichen ORG durch Kontinuumsselemente mit kleinerer Grenzspannung σ_y im elastoplastischen Regime eingebunden.

Initialer Abstand der Grabenrandstörungen

Die rezenten Störungsverläufe an der Erdoberfläche dienen als Vorlagen für die Orientierung der Kontaktelemente. Für die Einbindung der Grabenrandstörungen müssen diese um die Beträge der riftsenkrechten und riftparallelen Verschiebungen für jede Elementreihe im Streichen des ORG angenähert werden. Diese Werte sind allerdings selbst ein Ergebnis der Simulation. In der iterativen Annäherung an eine bestmögliche Übereinstimmung zwischen Modellierungsprognose und Kalibrierungsdaten müssen folglich mit den Extensions- und Blattverschiebungswerten auch die initialen Abstände der Grabenrandstörungen vor jeder weiteren Simulation angepaßt werden.

Die Anfangsabstände bedürfen einer Aufwärtskorrektur, weil die Randstörungen im Laufe der Riftentwicklung durch die Erosion zurückgeschnitten werden. Als Eingangsgrößen für die Korrektur wird von einer durchschnittlichen Erosion von 1000 m Gesteinssäule entlang dem gesamten ORG und einem oberflächennahen Einfallen der Randstörungen von rezent ca. 60° ausgegangen. Mit diesen Größen ist der Auswirkung der Erosion auf die Riftbreite hinreichend genau entsprochen. Es resultiert daraus eine um ca. 1 km höhere Distanz der Randstörungen zu Modellierungsbeginn.

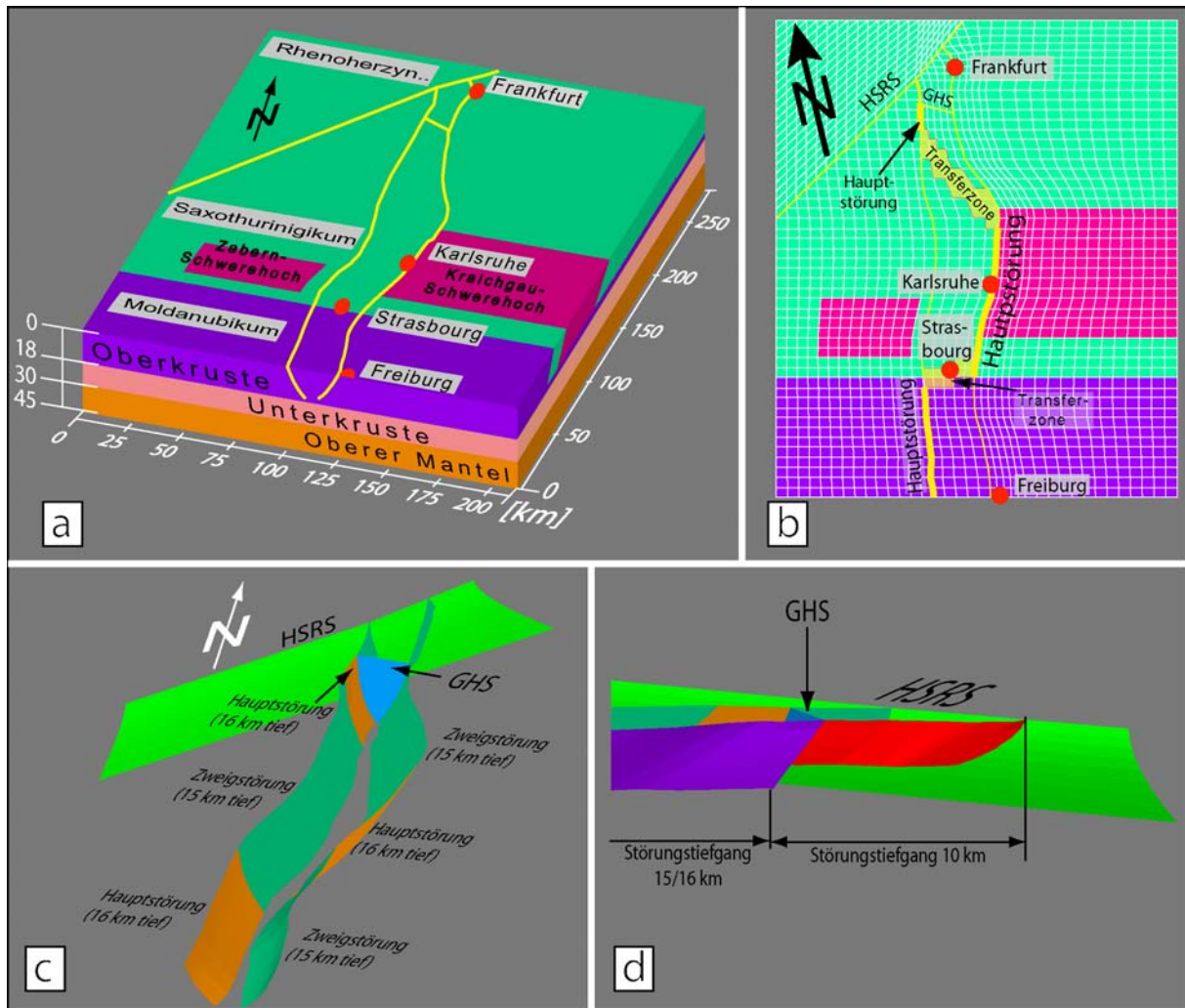


Abb. 7.2: Setup des FE-Modells. Temperatur- und Strukturmodell besitzen bis auf die zusätzlichen Knoten für die Einbindung der Isostasie eine identische Geometrie und Vernetzungsdichte; HSRS: Hunsrück-Taunus-Südrandstörung; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

- a. Schrägansicht mit dem Verlauf der Störungen (gelbe Linien) und den Domänen mit unterschiedlichen thermischen und mechanischen Materialgrößen.
- b. Draufsicht des Gitternetzes mit Bezeichnung der einzelnen Störungssegmente. Haupttrandverwerfungen als gelbe Linien mit höherer Konturstärke hervorgehoben.
- c. Schrägansicht der Kontaktelementkonfiguration; orange Fläche: Haupttrandverwerfung; grüne Fläche: Zweigstörung; hellgrün: HSRS; hellblau: GHS.
- d. Blick von Osten auf die Kontaktelementgeometrie in der Umgebung der GHS (hellblau): Der Tiefgang beider Randstörungen zwischen GHS und HSRS beträgt 10 km. Südlich der GHS werden die best fit-Einstellungen für den Störungstiefgang von 15/16 km benutzt. Zwischen den Abb. c und d werden zur besseren Unterscheidbarkeit der Kontaktelementabschnitte andere Farbgebungen für die östliche Randstörung benutzt.

7.1.3 Materialgesetze, Randbedingungen und Oberflächenprozesse

Die verschiedenen Domänen sind in Tafel 4 mit ihren thermischen und mechanischen Materialeigenschaften aufgelistet. Zur Berechnung werden, soweit möglich, ortsspezifische Werte benutzt.

Thermische Auswirkungen der Oberflächenprozesse

In die 2D-Modellierungen der Parameterstudie gingen die thermischen Auswirkungen der Erosion und Sedimentation in die Kalkulation der Temperaturverteilung ein. Die simultane Abwicklung der thermischen Berechnungen am 3D-Modell erfolgte ohne Berücksichtigung der exogenen Prozesse. Die Temperaturdifferenzen zwischen beiden Modellierungsansätzen betrugen maximal ca. 10 °C an der Grenze zum und im Kriechregime, bei Verwendung der best fit-Einstellungen < 5°C. Die Abweichungen sind sehr gering und lassen erwarten, daß auch unter der Annahme höherer Extensionsbeträge und größerer Sedimentmächtigkeiten im Graben keine wesentliche Perturbation des Temperaturfeldes durch Erosion und Sedimentation stattfindet. Die Prozesse werden aufgrund dessen nicht in die 3D-Rekonstruktion der thermischen Entwicklung im ORG-Gebiet eingebunden. Es kann somit auf den aufwendigen 'Birth and Death'-Prozeß von Elementen während der Modellierung verzichtet werden.

Mechanische Auswirkungen der Oberflächenprozesse

Die Sedimentation hielt im ORG-Gebiet mit der Subsidenz Schritt, sodaß in der Simulation der gesamte in einem Zeitschritt geschaffene Akkommodationsraum mit Sedimenten verfüllt wird. Diese werden vor dem nächsten Rechenschritt unter Anwendung der Gl. 4.36 bis 4.39 und nach dem in Abb. 4.8 abgebildeten Schema verdichtet sowie die Sedimentauflast auf die Knoten der Modelloberfläche aufgebracht.

Es werden die Schichtgruppen 1 bis 5 kompaktiert, um eine Deckungsgleichheit mit den Isopachendarstellungen aus der Dekompaktion der Grabensedimente zu ermöglichen (Kap. 5.3). Die kompaktionsgeschichtlichen Kennwerte jeder Schichtgruppe sowie der Sedimentationslevel zur Zeit ihrer Ablagerung sind in Tabelle VII.3 aufgelistet. Als Korndichte wird für das klastisch ausgebildete Jungtertiär II und Quartär ein Wert von $\rho_i = 2650 \text{ kg/m}^3$ angenommen. Für alle übrigen Einheiten wird aufgrund der dominant tonig-mergeligen Lithologie $\rho_i = 2750 \text{ kg/m}^3$ verwendet.

Tabelle VII.3: Materialparameter für die Sedimentkompaktion

Schichtgruppe	Einheiten/System	Kompakt.-param. c in $[10^{-3} \text{ m}^{-1}]$	initiale Porosität Φ_0	Korndichte in $[\text{kg/m}^3]$	Sedimentationslevel in $[\text{m}]$ ü NN	Alter in $[\text{Ma}]$
5	Jungtertiär II / Quartär, unegl.	0.35	0.45	2650	100	16.2-12.0
4	Hydrobienschichten / Jungtertiär I	0.55	0.63	2750	50	21.5-16.2
3	Cerithien- / Corbículaschichten und Niederrödener Schichten / Frischwasserschichten	0.38	0.51	2750	50	28.7-21.5
2	Graue Schichtenfolge	0.53	0.57	2750	50	31.2-28.7
1	Pechelbronner Schichten	0.45	0.56	2750	50	34.4-31.2

Tafel 4: Übersicht über die mechanischen und thermischen Eigenschaften von Kruste, Mantel und Grabenfüllung für die Simulation der ORG-Entwicklung.

Tabelle VII.1: Mechanische Materialeigenschaften von Moldanubikum und Saxothuringikum.

Ortsunabhängige Materialparameter:			<u>Referenzen</u>
volumetrischer Temp.-Ausdehnungskoeffizient in [K ⁻¹]	α _v	3·10 ⁻⁵	SCHÖN (1983)
Festigkeitsgrad. für Extensionsregime in [MPa/km]		8.8 bis 12.0	(Kap. 4.2.1.2)
Festigkeitsgrad. für Translationsregime in [MPa/km]		11.6 bis 18.0	(Kap. 4.2.1.2)
Festigkeitsgrad. für Kompressionsregime in [MPa/km]		19.0 bis 39.0	(Kap. 4.2.1.2)
Erosionsfaktor		0.08	(Kap. 4.4.3.1)
Grabenfüllung			
Materialeigenschaften und Sedimentationslevel		Tabelle VII.3	
Oberkruste inkl. Mesozoikum			
Poissonzahl	ν	0.24	HOLBROOK et al. (1988)
Elastizitätsmodul in [Pa]	E	0.5·10 ¹¹	HENK (1997)
*Dichte bei 273 K in [kg/m ³]	ρ (T)		
Moldanubikum		2700	GROSSE et al. (1992)
Saxothuringikum/Rhenoherzynikum		2750	PLAUMANN et al. (1986)
Schwerehoch von Kraichgau		2810	PLAUMANN et al. (1986)
Schwerehoch von Zabern		2840	ROUSSET et al. (1993)
Kriechparameter			
Fels. Granulit (Exponentengesetz)			WILKS & CARTER (1990)
Vorfaktor in [Pa ⁻ⁿ /s]	A ₁	2.01·10 ⁻²¹	
Aktivierungsenergie in [kJ/mol]	Q ₁	243	
Exponent	n	3.1	
Unterkruste			
Poissonzahl	ν	0.27	HOLBROOK et al. (1988)
Elastizitätsmodul in [Pa]	E	0.8·10 ¹¹	HENK (1997)
*Dichte bei 273 K in [kg/m ³]	ρ (T)	3000	GUTSCHER (1995)
Kriechparameter			
Diabas, trocken (Exponentengesetz)			STREHLAU & MEISSNER (1987)
Vorfaktor in [Pa ⁻ⁿ /s]	A ₁	7.94·10 ⁻²⁵	
Aktivierungsenergie in [kJ/mol]	Q ₁	260	
Exponent	n	3.4	
Mantel			
Poissonzahl	ν	0.30	HOLBROOK et al. (1988)
Elastizitätsmodul in [Pa]	E	1.5·10 ¹¹	HENK (1997)
*Dichte bei 273 K in [kg/m ³]	ρ (T)	3400	
Kriechparameter			
Olivin, naß (Exponentengesetz)			CHOPRA & PATERSON (1981)
Vorfaktor in [Pa ⁻ⁿ /s]	A ₁	5.25·10 ⁻²⁸	
Aktivierungsenergie in [kJ/mol]	Q ₁	498	
Exponent	n	4,5	

*Die Dichte ρ von Ober-, Unterkruste und Mantel ist eine Funktion der Temperatur (Gl. 4.22).

Tabelle VII.2: Thermische Materialeigenschaften von Moldanubikum und Saxothuringikum.

Ortsunabhängige Materialparameter:			<u>Referenzen</u>
Oberflächentemperatur zu Modell.-Beginn in [K]	T _{EOF}	285	SCHÖN (1983)
spezifische Wärmekapazität in [W/(kg·K)]	c _p	1300	
basaler Wärmefluß in [mW/m ²]		30	
Oberkruste inkl. Mesozoikum			
Wärmeleitfähigkeit in [W/(m·K)]	k(T)	Abb. 6.4	SEIPOLD (1998)
radiogene Wärmeproduktion in [W/m ³]	A	Abb. 7.3a	ROYER & DANIS (1988)
Unterkruste			
Wärmeleitfähigkeit in [W/(m·K)]	k(T)	Abb. 6.4	SEIPOLD (1998)
radiogene Wärmeproduktion in [W/m ³]	A	0.5·10 ⁻⁶	CHAPMAN & FURLONG, (1986)
Mantel			
Wärmeleitfähigkeit in [W/(m·K)]	k(T)	Abb. 6.4	SCHATZ & SIMMONS (1972)
radiogene Wärmeproduktion in [W/m ³]	A	0.02·10 ⁻⁶	CHAPMAN & FURLONG, (1986)

Der thermomechanische Materialparameter Dichte für Ober-, Unterkruste und Mantel ist in Tabelle VII.1 aufgeführt.

Die Entlastung durch Erosion betrifft alle Knoten über der regionalen Denudationsbasis von 200 m ü NN. Der Erosionsfaktor $q = 0.08$, der in die Ermittlung der aufwärts gerichteten Knotenkräfte nach Gl. 4.31 und 4.32 eingeht, wird für die gesamte Simulationsdauer verwendet.

Thermische Materialparameter und Randbedingungen

Eine Knotentemperatur von 285 K (12 °C) an der Modelloberfläche repräsentiert die Wärmesenke. Sie wird während der Simulation nicht aktualisiert, weil die Auswirkungen der exogenen Prozesse auf das Temperaturfeld vernachlässigbar sind. Die Quellen thermischer Energie sind die radiogene Wärmeproduktion und ein konstanter Wärmefluß an der Modellbasis. Beide Quellen müssen dergestalt festgelegt werden, daß sie folgende aus der Parameterstudie abgeleiteten Kriterien erfüllen:

- geringe bis mittlere Viskositäten in der Unterkruste
- Temperatur an Top Unterkruste im Präiftstadium von > 400 °C

Der Wärmefluß an der Erdoberfläche stellt kein Bemessungskriterium dar, weil die oberflächennahe Temperaturverteilung im ORG-Gebiet im überragenden Maße von konvektiven Prozessen beeinflusst wird (Kap. 2.4.1). Die erforderlichen Werte für die Quellen sowie die Geotherme zu Modellierungsbeginn sind Abb. 7.3 aufgeführt. Es resultiert eine Temperatur am Top der Unterkruste von 450 °C. An der Modellbasis in 45 km Tiefe werden ca. 800 °C erreicht, wodurch die strukturellen Berechnungen die gesamte Mächtigkeit der mechanischen Lithosphäre erfassen.

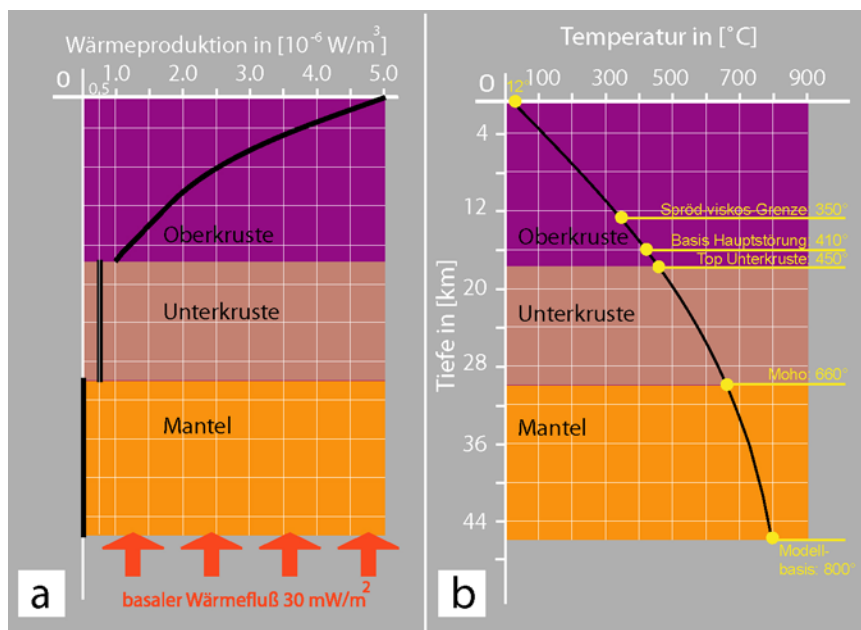


Abb. 7.3: Definition der initialen Temperaturverteilung.

- a. Quantitative Festlegung des basalen Wärmeflusses und der radiogenen Wärmeproduktion (schwarze Linie).
- b. Geotherme zu Modellierungsbeginn, verwirklicht an jedem Ort des Modells.

Für die Kalkulation der Temperaturverteilung wird die Wärmeleitfähigkeit als eine Funktion der Temperatur und Lithologie gemäß Abb. 6.4 behandelt. Die Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit k_{ij} kann allerdings aufgrund eines programmtechnischen Fehlers für eine 3D-Modellierung nur bedingt aufrechterhalten werden. Flächige Kontaktelemente erlauben nur einen unvollständigen Wärmeübertrag zwischen den Blöcken, wenn sie einen bestimmten Krümmungsgrad überschreiten. Es bilden sich gravierende horizontale Temperaturgradienten in der Umgebung der Kontaktelemente aus.

Diesem Mangel kann einzig durch die Wahl einer konstanten Wärmeleitfähigkeit k_{ij} bis zur maximalen Tiefenerstreckung der Kontaktelemente abgeholfen werden. Der 3D-Simulation wird daher eine Berechnung der initialen Temperaturverteilung ohne Kontaktelemente, aber mit temperaturabhängiger Wärmeleitfähigkeit k_{ij} vorgeschaltet. Diese Temperaturverteilung wird für das FE-Modell mit eingebundenen Kontaktelementen und konstanter Wärmeleitfähigkeit durch Änderungen in der radiogenen Wärmeproduktion nachgebildet. Die oben angegebenen Größen für die thermischen Randbedingungen und Materialparameter beziehen sich auf die vorgeschaltete Modellierung ohne Kontaktelemente, aber mit temperaturabhängiger Wärmeleitfähigkeit.

Mechanische Materialparameter und Randbedingungen

Die Extension in Phase I und die laterale Translation in Phase II werden über entsprechende orientierte Geschwindigkeitsrandbedingungen an der westlichen und östlichen Seite des Modells eingebracht (Abb. 7.4). Die Geschwindigkeiten sind sowohl im Streichen des Riftsystems als auch über die Modelltiefe konstant. Modellbasis, Vorder- und Rückseite werden mit lithostatischen Drücken beaufschlagt. Das Kräftegleichgewicht in vertikaler Richtung wird durch den nach oben gerichteten Druck an der Modellbasis, abwärts orientierte Rückstellkräfte von Federn und der Gewichtskraft des Modells hergestellt (siehe Abb. 4.4).

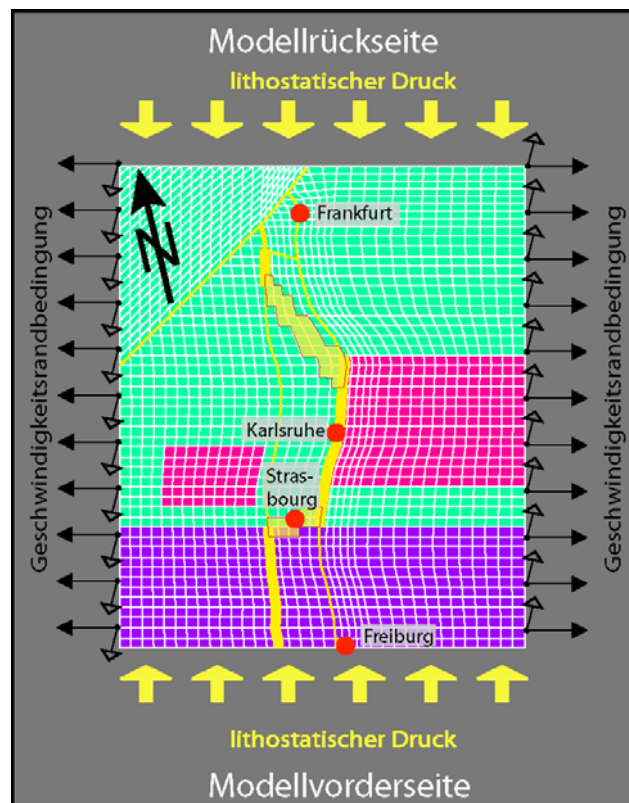


Abb. 7.4: Draufsicht auf FE-Modell mit den mechanischen Randbedingungen, schwarze, ausgefüllte Pfeile: Streckungsrichtung während Phase I (WNW-ESE); schwarze, unausgefüllte Pfeile: Streckungsrichtung während Phase II (NNE-SSW).

Die Höhe der Geschwindigkeitsrandbedingungen muß in den Simulationsdurchläufen solange modifiziert werden, bis der für eine Schichtgruppe geschaffene Akkommodationsraum dem tatsächlichen Wert aus dem Vergleichsdatensatz entspricht (Anhang 2). Bezugspunkt für die Ermittlung der riftsenkrechten und riftparallelen Horizontalverschiebungen sind jene Knoten, die sich

im unmittelbaren Liegenden der Grabenrandstörungen befinden und den gleichen Abstand von der südlichen Modellseite aufweisen.

Für die Verwendung von Kriechparametern der Ober- und Unterkruste liegen Empfehlungen aus der Parameterstudie vor. Diese sind:

- gering- bis mittelviskose Materialien in der Unterkruste gemäß der Definition nach Abb. 6.31
- Verwendung der gleichen unterkrustalen Kriechparameter für alle tektonometamorphen Einheiten im ORG-Gebiet
- Verwendung von Kriechparametern des felsischen Granulits in der viskosen Domäne der Oberkruste

Für die gesamte Unterkruste des FE-Modells werden die Kriechparameter eines Diabas, trocken, nach STREHLAU & MEISSNER (1987) verwendet. Er stellt in Kombination mit den unterkrustalen Temperaturbedingungen nach Abb. 7.3b ein mittelviskoses Material für die gesamte Dauer der Simulation dar. Die Präferenz dieser Materialgrößen gegenüber geringviskosen Materialien ist willkürlich. Die Ergebnisse der Parameterstudie zeigen, daß im Rahmen dieses Rheologiefensters die Auswirkungen unterschiedlicher Kriechparameter auf die Vertikalverschiebungen unter den Toleranzbreiten aus den Vergleichsdatensätzen liegen.

Materialgesetze im Sprödregime

Im elastoplastischen Kontinuum ist die Grenzspannung σ_Y vom tektonischen Regime abhängig. Durch die Dreidimensionalität der Aufgabenstellung muß das lokaltektonische Regime nicht mit dem Vorzeichen und der Orientierung der mechanischen Randbedingung übereinstimmen. Bei einer zeitlich-räumlichen Reorganisation des Spannungsfeldes ist der Festigkeitsgradient nach jedem Zeitschritt dem an einer Lokalität herrschenden tektonischen Regime anzupassen. Nach den Formelausdrücken 4.5 bis 4.7 beträgt der Festigkeitstiefengradient für ein Extensionsregime 12 MPa/km, in Blattverschiebungsdomänen 18 MPa/km und für ein Kompressionsregime 39 MPa/km. Bei der Ermittlung beider Beträge liegt ein scheinbarer Reibungskoeffizient von $\mu_a = 0.65$ und die Dichte von 2750 kg/m^3 der Oberkruste im Saxothuringikum zugrunde. Mit den Dichteangaben für das Moldanubikum und die Schwereanomalien ergeben sich Abweichungen von $\leq 0.5 \text{ MPa/km}$ gegenüber den genannten Festigkeitstiefengradienten. Diese Differenz ist vernachlässigbar gegenüber den Unsicherheiten im Porenfluiddruck p_A im Sprödregime. Die Festigkeitsgradienten gelten daher für alle tektonometamorphen Einheiten im ORG-Gebiet.

Die Kontaktelemente werden mit den best fit-Einstellungen der Reibungskoeffizienten belegt:

- Reibungswerte von ca. 0.3 auf den Hauptstörungen und um 0.4 auf den Zweigstörungen bei einer Koeffizientendifferenz von ≤ 0.1

Die Festlegungen beziehen sich auf den Vertikalschnitt für die Durchführung der Parametervariationen. In der dritten Dimension tritt der variable Verlauf der Randstörungen als zusätzlicher Einflußfaktor auf die Grabensubsidenz und Schulterhebung hinzu. Sie erzwingen in Annäherung an die bestmögliche Übereinstimmung zwischen Modellierungsprognose und Kalibrierungsdaten eine Feinabstimmung der Reibungswerte entlang dem ORG. Die Beträge entstammen aus den simultan durchgeführten Parametervariationen in 3D. Sie sind in Abb. 7.5 mit den Reibungskoeffizienten für die HSRS und GHS aufgeführt.

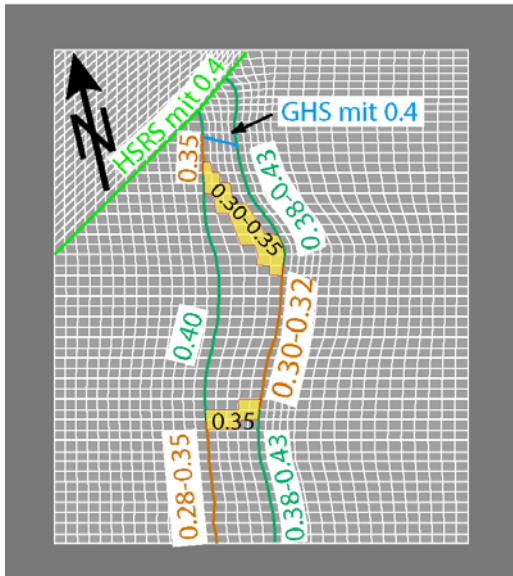


Abb. 7.5: Zuordnung der scheinbaren Reibungskoeffizienten μ_a auf die Kontaktelemente und die Kontinuums-elemente der Transferzonen; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

Das Kontinuum der Transferzonen wird über das gesamte oberkrustale Spröddregime mit scheinbaren Reibungskoeffizienten μ_a von 0.30 bis 0.35 beaufschlagt, um die Verlagerung der Depozentrenachse über die Grabenmitte hervorzurufen. Die Festigkeitsgradienten belaufen sich entsprechend auf 7.2 bis 8.0 MPa/km für ein Extensionsregime, 9.2 bis 10.4 MPa/km für ein Regime mit Blattverschiebungscharakter und 13.0 bis 16.0 MPa/km für ein Kompressionsregime. Es wird des weiteren für alle Kontinuumselemente außerhalb der Transferzonen eine Festigkeitsreduktion mit steigender Gesamtverformung vorgenommen. Durch diese Implementierung wird die Akkommodation der Extension an weiteren grabeninternen Strukturen nachgebildet. Start- und Endwerte der Verformung, ab denen die Festigkeitsreduktion einsetzt, und das Ausmaß der Festigkeitsreduktion sind in Abb. 7.6 dargestellt.

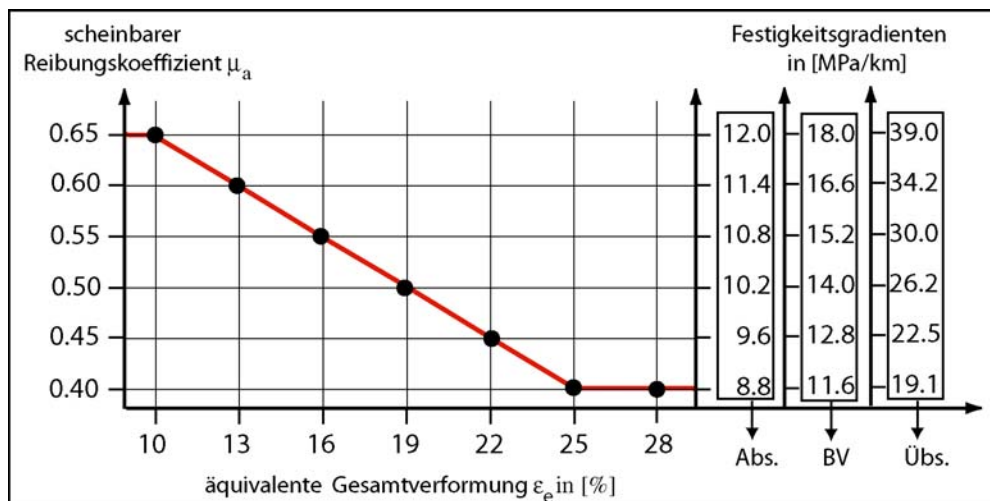


Abb. 7.6: Abnahme der Reibungskoeffizienten bzw. der Festigkeitsgradienten im Kontinuum mit steigender äquivalenter Gesamtverformung ϵ_e . Die Reduktion erfolgt im Intervall von $10\% \leq \epsilon_e \leq 25\%$; Abs.: Abschiebung, BV: Blattverschiebung, Übs.: Auf-, Überschiebung.

Die Start- und Endwerte der Verformung sind in Analogie zu der Parameterstudie dergestalt bemessen, daß keine wesentliche Verformungsschwächung im Liegenden stattfindet.

Die Beschreibung elastoplastischen Materialverhaltens erfolgt über die BISO-Option mit temperaturabhängigen Grenzspannungen. Die FE-Knoten erhalten die druckabhängige Grenzspannung, die ihnen aufgrund ihrer Tiefe im jeweiligen tektonischen Regime und unter Berücksichtigung der Verformungsschwächung zukommt. Zu diesem Zwecke wird der Temperaturanstieg mit der Tiefe über den Temperaturgradienten in einen Zuwachs des lithostatischen Drucks umgerechnet. Im Grabenblock werden den Knoten der Modelloberfläche die Temperaturen zugeordnet, die sie während der Simulation aufgrund ihrer Versenkungstiefe aufweisen. Diese Maßnahme dient dazu, über die temperaturabhängige Grenzspannung ihren Festigkeitszuwachs bei Versenkung nachzubilden.

Materialgesetze im Kriechregime

Nach den Ergebnissen der Parameterstudie besitzt eine potentielle Verformungslokalisation im Kriechregime keine regional bedeutsamen Auswirkungen auf die Vertikalbewegungen der interessierenden Dichtegrenzflächen. Transientes Kriechen mit Verformungsschwächung und präexistente Scherzonen an der Moho finden deshalb bei Simulation der ORG-Entwicklung keine Berücksichtigung. Die Beschreibung der viskosen Deformation erfolgt ausschließlich nach dem Exponentengesetz der Gl. 4.12. Es erfolgt während der Simulation wegen zu hoher Manteltemperaturen kein Umschalten auf das Exponentialgesetz. Die Implementierung des Exponentengesetzes geschieht abweichend von den zweidimensionalen Modellierungen mit der ANAND-Option (Kap. 4.2.2.2).

7.1.4 Auflösungsvermögen der numerischen Berechnungen

Das dreidimensionale FE-Modell weist eine geringere Vernetzungsdichte auf als das in der Parameterstudie vorgestellte Profil. Das weitmaschige Gitternetz setzt die Güte der Modellierungsergebnisse herab. Insbesondere entlang den Kontaktelementen ist die Möglichkeit zu einer gegenseitigen Durchdringung der Blöcke oder eine Lückenbildung stark erhöht. Der Qualitätsverlust der Simulationsergebnisse kann teilweise durch den Einsatz der ANAND-Option ausgeglichen werden. Sie gestattet bei gleicher Zeitschrittweite eine genauere Lösungsfindung als die CREEP-Option, die in den 2D-Modellen der Parameterstudie zur Anwendung kam. Die simultane Berechnung von 2D- und 3D-Modellen ermöglicht, über den Abgleich ihrer Ergebnisse die verbleibende Unschärfe der Resultate aus den 3D-Modellierungen zu erfassen. Die translativen Abweichungen relativ zur Auflösungsgenauigkeit der 2D-Ergebnisse betragen ca. ± 150 m an der Moho und ± 100 m für die maximale Beckensubsidenz sowie für die Anhebung der Grabenschultern. In Bezug auf die Beckentiefe gibt der Isopachenabstand der Riftsedimente von 200 m eine Fehlerbreite von ± 100 m vor. Die Kalibrierungsdaten für die Anhebung der Riftflanken sind mit einer Unsicherheit von ± 150 m behaftet. Für die maximale Mohoaufwölbung liegt nur ein ungefährender Richtwert von 3.5 bis 4 km vor. Somit sind in Bezug auf die Vertikalverschiebungen der Dichtegrenzflächen die Fehlerbreiten aus den 3D-Modellierungen nicht höher als die Schwankungsbreiten in den Vergleichsdatensätzen. Es liegt in der Studie ein hinreichender Kompromiß zwischen der Güte der numerischen Approximation und der Berechnungsdauer vor.

Das 3D-Modell besteht aus bis zu 276200 Knoten und 253400 Elementen einschließlich der Kontaktelemente. Die Zeitschrittweite beträgt 100 Ta.

7.2 Beobachtungen am FE-Modell

7.2.1 Mechanisches Verhalten der Kontaktelemente

An den Randstörungen des ORG sowie an der Gräfenhäuser Störungszone herrscht während der aktiven Riftentwicklung in Phase I und II stabiles Reibungsgleiten. Die Verwerfungen sind über ihre gesamte Tiefenerstreckung aktiv (Abb. 7.7). An der HSRS findet über den gleichen Zeitraum kein differentieller Versatz zwischen Liegendem und Hangendem statt. Translationen an dieser Störung rühren lediglich aus dem vorgeschalteten Setzungsstadium. Die Inaktivität der HSRS kann nicht durch die Beaufschlagung geringerer Reibungskoeffizienten als 0.4 beseitigt werden.

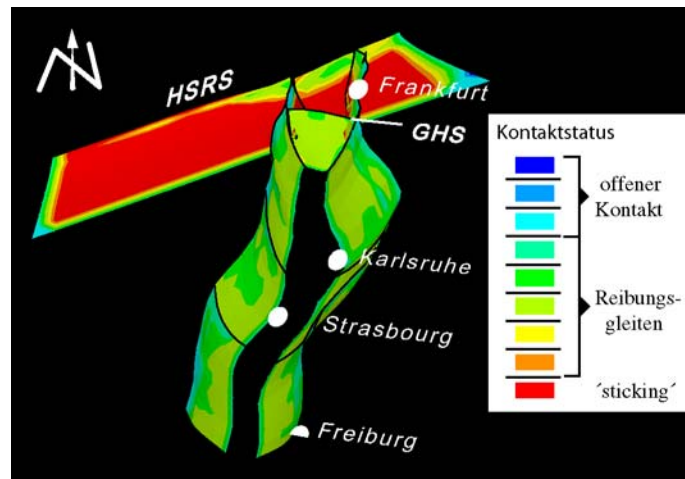


Abb. 7.7: Gleitverhalten an den als Kontaktelemente implementierten Störungen während der Phasen I und II. An rot eingefärbten Störungsabschnitten erfolgt keine Relativbewegung. Die Abbildung ist aus Darstellungsgründen etwas gegen die Horizontalfläche geneigt; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

7.2.2 Subsidenzentwicklung des Grabenblocks

Die Geschwindigkeitsrandbedingungen während der Phasen I und II werden solange variiert, bis die erforderlichen Sedimentationsvolumina für die Aufnahme der Schichtgruppen 1 bis 5 geschaffen sind. Die Änderungen der Dehnungsraten erfolgen kontinuierlich, um eine numerisch stabile Kontaktsituation zwischen Schultern und Graben aufrechtzuerhalten (Abb. 7.8).

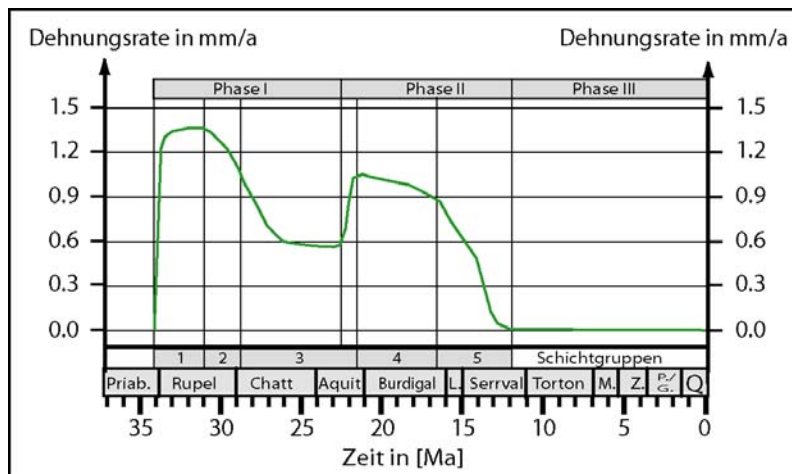


Abb. 7.8: Beträge der lateralen Geschwindigkeitsrandbedingungen während der Simulation.

Aus gleichem Grund geschieht in den ersten 200 Ta eine allmähliche Steigerung der Dehnungsrate auf den für die Akkommodation der Schichtgruppe 1 erforderlichen Wert. Während Ablagerung der Schichtgruppe 5 werden die lateralen Geschwindigkeiten auf 0 bis zum Ende der Phase II zurückgefahren. Diese Maßnahme dient dazu, um die kompaktionsbedingte Ablagerung von Einheiten jünger (!) als Quartär während der Relaxationsphase III zu unterbinden.

Bezugsfläche für die Rekonstruktion der Subsidenzentwicklung ist die Prärifteroberfläche im Grabenblock. In Isopachenkarten wird deren Versenkungstiefe unter dem Sedimentationslevel nach Ablagerung jeder Schichtgruppe dargestellt. Durch die riftsenkrechte Extension entfernen sich in einer Draufsicht des FE-Modells die Grabenrandstörungen als Scheitellinien der Schultern voneinander. Es entsteht hierdurch über die grabenwärtige Riftflanke eine horizontale Distanz zwischen den Scheitellinien und der Umrandung des Riftbeckens (Abb. 7.9). Die Geometrie des Riftbeckens kann jedoch nicht direkt aus dem FE-Modell abgegriffen werden, weil die Grabenfüllung nicht in Finite Elemente gefaßt ist. Es wird daher eine Schnittfläche durch das FE-Modell auf der Höhe des Sedimentationslevels gelegt, auf die die Versenkungstiefen projiziert werden. Durch diese Vorgehensweise wird das Riftbecken in seiner tatsächlichen Ausdehnung nachgezeichnet. Allerdings werden die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe dieser Projektionsfläche geschnitten. Damit bleibt in allen Darstellungen scheinbar die Grabenbreite als der riftsenkrechte Abstand zwischen beiden Scheitellinien nahezu unverändert.

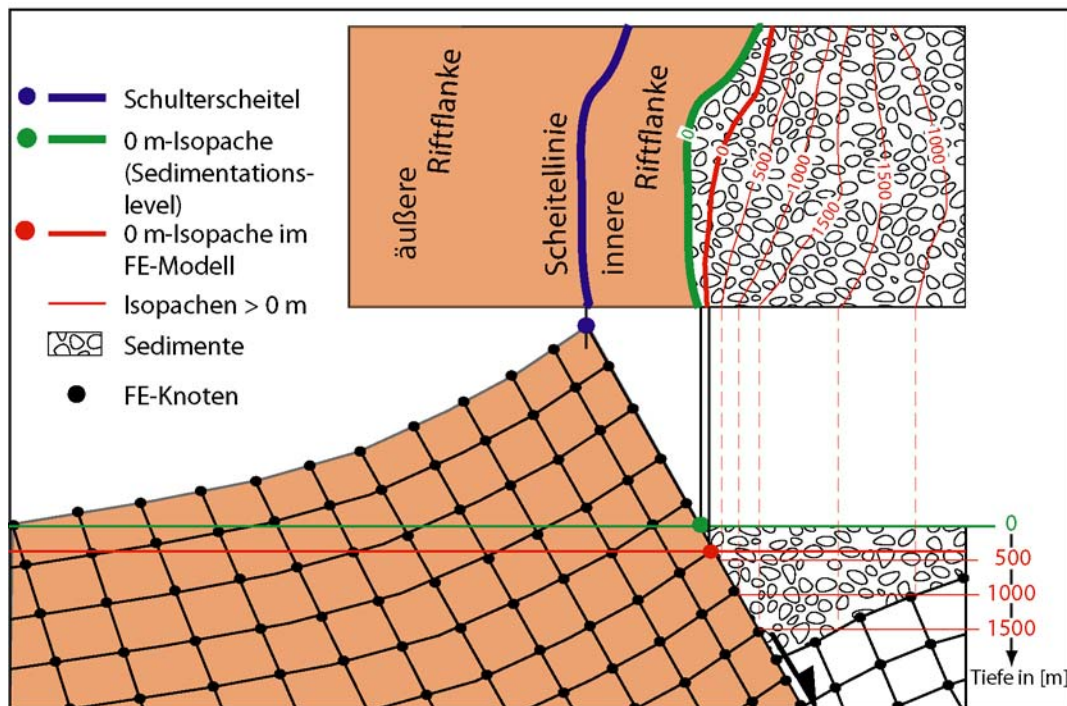


Abb. 7.9: Projektion der Isopachen auf den Sedimentationslevel.

Der Sedimentationslevel ist in der Draufsicht die Schnittfläche durch das FE-Modell. Der Verlauf der Kontaktelemente entspricht der äußeren Umrandung des Riftbeckens (grüne Linie in der Draufsicht). In Einzelfällen liegt die Schnittfläche etwas unter dem Sedimentationslevel, um die äußere Geometrie des FE-Modells zu erfassen (rote Linie in der Draufsicht).

Es treten vereinzelt an den Modellrändern artifizielle Unterschreitungen einzelner Knoten unter den Sedimentationslevel auf. Die Projektionsfläche wird sodann wenige 100 m tiefer unter den Sedimentationslevel gelegt, um in der Draufsicht auch die äußere Geometrie des FE-Modells zu erfassen.

Phase I (Abb. 7.10 bis 7.12)

Es werden die Schichtgruppen 1 bis 3 abgelagert. Im Bereich der querenden Transferzonen nahe Strasbourg sowie nördlich von Karlsruhe nehmen die Sedimentmächtigkeiten erwartungsgemäß von den Randstörungen zur Grabenmitte hin zu. Außerhalb der Transferzonen befinden sich im Grabenquerprofil zu jedem Zeitpunkt der Phase I die maximalen kumulativen Mächtigkeiten an den Hauptverwerfungsabschnitten. Dementsprechend akkumulieren im südlichen Grabenabschnitt zwischen Freiburg und Strasbourg hohe Sedimentmächtigkeiten an der westlichen Riftflanke. Das Depozentrum wechselt im zentralen Riftsegment zwischen Strasbourg und Karlsruhe auf die östliche Grabenseite. Im nördlichen Grabenabschnitt liegen die maximalen Mächtigkeiten erneut an der westlichen Riftflanke im Kreuzungsbereich mit der Gräfenhäuser Störungzone.

Der erforderliche Akkommodationsraum für die Schichtgruppe 1 (Pechelbronner Schichten) wird geschaffen, indem die lateralen Modellseiten durchschnittlich mit einer Geschwindigkeit von ca. 1.3 mm/a bewegt werden. Dies entspricht einer finiten Verformungsrate von $1.6 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$. Die Extension außerhalb der Transferzonen vollzieht sich im wesentlichen durch diskreten Versatz an den Grabenrandstörungen (Abb. 7.10). Es bilden sich hierdurch Subsidenzzentren an den Grabenflanken heraus, die von einer grabeninternen Hochposition mit verringerten Mächtigkeiten getrennt sind. Im südlichen Grabenabschnitt ist die Hochposition der östlichen Grabenflanke nahe (siehe Verlauf der 200 m-Isopache in Abb. 7.10). Im zentralen Grabensegment ist dagegen diese zur westlichen Grabenflanke verschoben (siehe Verlauf der 400 m-Isopache). In Grabenquerprofilen mit den Transferzonen tritt die Einteilung in Subsidenzzentren und Schwellenbereiche nicht auf. Die Präriiftoberfläche sinkt kontinuierlich von den Randstörungen zur Grabenmitte ab.

Die Ablagerung der Schichtgruppe 2 (Graue Schichtenfolge) findet für eine durchschnittliche Geschwindigkeitsrandbedingung von ca. 1.1 mm/a ($\approx 1.3 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$) statt. Änderungen der Beckenarchitektur gegenüber der Sedimentation der Einheit 1 sind auf die Grabenbereiche außerhalb der Transferzonen beschränkt. An den Hauptverwerfungsabschnitten verlagern sich die maximalen Sedimentmächtigkeiten relativ zum Beckenrand um wenige km in Richtung Grabenmitte (Abb. 7.11). Diese Wanderung der Depozentrumsachse ist durch das grabenwärtige Einfallen der Randstörungen bedingt. Die Hochpositionen haben sich nahezu aufgelöst. Im zentralen Grabensegment hebt sich südwestlich von Karlsruhe lediglich noch ein Sporn geringer Mächtigkeit bis in die Grabenmitte hervor. Im südlichen Grabenabschnitt ist die Hochposition nur südöstlich von Strasbourg erhalten (siehe dortiger Verlauf der 400 m-Isopache). Die Modifikationen der Beckenarchitektur zeigen, daß der Grabenblock mit dem Übergang von Schichtgruppe 1 zur Einheit 2 zunehmend als ein gemeinsames Hangendes beider Randstörungen fungiert und die Extension nun auch grabenintern akkommodiert wird.

Für die Sedimentation der Schichtgruppe 3 (Bunte Niederrödener Schichten bis Corbiculaschichten) werden die lateralen Modellseiten mit ca. 0.7 mm/a ($\approx 0.9 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$) voneinander entfernt. Die Ablagerung der jüngsten Formation Corbiculaschichten fällt dabei bereits in Phase II unter veränderten mechanischen Randbedingungen. Der Graben senkt sich während Ablagerung der Schichtgruppe als eine Einheit ab. Südlich der Gräfenhäuser Störungzone liegt keine grabeninterne Hochposition mehr vor (Abb. 7.12). Es erfolgt überall ein Abstieg der Beckentiefe in Richtung auf die Haupttrandverwerfungen und die Transferzonen. Der Isopachenverlauf im südlichen ORG ist für die Schichtgruppen 1 bis 3 annähernd spiegelbildlich zu der Mächtigkeitsverteilung im zentralen Riftsegment. Die Modellierung gibt damit für die vollständig erhaltenen Schichtgruppen 1 und 2 die

reale Mächtigkeitsverteilung wieder. In Bezug auf die Schichtgruppe 3 ist diese Konfiguration jedoch als ein Artefakt der Modellierung anzusehen. Diese Einheit war in der Realität von Norden nach Süden zunehmend von Erosion oder Nichtablagerung betroffen (ROLL, 1979; SISSINGH, 1998). In der Simulation sind die Prozesse, welche zur Hebung und teilweisen erosiven Entfernung der Schichtgruppe 3 führten, nicht eingebunden. Ihre Ablagerung erfolgt in der Simulation unter der Abnahme, daß der südliche Grabenabschnitt die gleiche tektonosedimentäre Entwicklung erfährt wie das zentrale Riftsegment.

In Phase I wird außerhalb der Transferzonen die Extension zunächst vorwiegend an den Grabenrandstörungen aufgefangen. Es bilden sich Subsidenzzentren an beiden Riftflanken heraus, die von grabeninternen Schwellenbereichen mit reduzierten Mächtigkeiten getrennt sind. Mit fortlaufender Extension wird diese Beckengeometrie beseitigt. Die Prärifterdoberfläche sinkt schließlich von der Grabenseite mit der Zweigstörung zur gegenüberliegenden Riftflanke mit der Haupttrandverwerfung hin ab. Diese Änderung in der tektonosedimentären Entwicklung ist durch eine progressive Verformungsakkumulation und Festigkeitsreduktion im Kontinuum des Grabenblocks veranlaßt (siehe Abb. 7.6). Die Festigkeitsreduktion wird zum Ende der Ablagerung von Schichtgruppe 1 initiiert und zur Zeit der Sedimentation der Schichtgruppe 3 mit dem Erreichen des scheinbaren Reibungskoeffizienten $\mu_a = 0.4$ vollendet. In den Grabengebieten, die von den Transferzonen gequert werden, vollzieht sich diese Festigkeitsreduktion nicht. Diese Zonen weisen dort bereits zu Modellierungsbeginn Reibungswerte $\mu_a < 0.4$ auf und konzentrieren während der Zeit aktiver Geschwindigkeitsrandbedingung die Verformung und Subsidenz.

Phase II + III (Abb. 7.13 und 7.14)

In Phase II kommen dominant die Schichtgruppen 4 und 5 zum Absatz. Für deren Sedimentation werden die lateralen Modellseiten mit max. 1.1 mm/a ($\approx 1.2 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$) gegeneinander verschoben. Die Geschwindigkeit wird bis zum Ende der Phase II auf den Wert 0 reduziert. In der anschließenden Phase III erfolgt deshalb nur noch eine geringfügige Sedimentation infolge Kompaktion der Grabenfüllung. Es akkumulieren innerhalb von 4 Ma nach Ende aktiver Extension nicht mehr als weitere 200 m Sediment der Schichtgruppe 5. Dann läuft die Sedimentation mit dem Unterschreiten einer Subsidenzrate von 20 m/Ma allmählich aus und der Grabenblock zeigt keine bedeutsamen Vertikalbewegungen mehr.

Die drei Grabenabschnitte erfahren unter den veränderten mechanischen Randbedingungen der Phase II eine unterschiedliche Entwicklung. Im südlichen ORG sinkt die Prärifterdoberfläche gebietsweise weiter um wenige 100 m ab. Das zentrale Segment ist dagegen vorwiegend von Hebung und Abtragung betroffen, während bedeutende Sedimentmächtigkeiten im nördlichen ORG akkumulieren.

Die Ablagerung der Schichtgruppe 4 ist im südlichen Riftabschnitt auf das unmittelbare Hangende der östlichen Randstörung beschränkt (Abb. 7.13). Die Verwerfung zeigt in diesem Bereich des FE-Modells verstärkt eine N-S-Orientierung im Gegensatz zur generellen Streichrichtung des Rifts von NNE-SSW. Die Prärifterdoberfläche sinkt entlang der Verwerfung um bis zu 200 m weiter ab. Weiter grabeneinwärts deutet sich die Bildung einer grabenparallelen Schwellenregion mit reduzierter Mächtigkeit an (siehe Verlauf der 1000 m-Isopache der Abb. 7.12 und 7.13 im Vergleich). In den übrigen Regionen des südlichen ORG unterliegt die Beckenbasis nur geringen Subsidenzen von meist nicht mehr als 100 m, für die vermutlich die Zunahme der sedimentären Auflast infolge Sedimentkompaktion verantwortlich ist.

Im zentralen Riftsegment konzentriert sich die Hebung der Beckenbasis zur Zeit der Schichtgruppe 4 an beiden Grabenrandstörungen. Die Verwerfungen weichen dort in eine NE-SW-Richtung ab. Der Anhebungsbetrag beträgt meist kaum mehr als 150 m. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß die tektonisch induzierte Anhebung durch die steigende Sedimentauflast infolge Kompaktion gedämpft wird und somit wesentlich höher liegt.

Der nördliche ORG erfährt über die gesamte Grabenbreite einen bedeutenden Mächtigkeitszuwachs durch die Ablagerungen der Schichtgruppe 4. Dennoch bedingt die veränderte mechanische Randbedingung noch keine grundlegende Modifikation der Beckengeometrie. Die Depozentrenachse wechselt wie bei den Einheiten 1 bis 3 von der östlichen Grabenflanke nahe Karlsruhe auf die westliche Riftseite etwas südlich der Gräfenhäuser Störungszone. Lediglich im unmittelbaren Hangenden der Störungszone deutet sich bereits eine allmähliche Verlagerung des Depozentrenschwerpunktes von Westen nach Osten an. Während im Schnittbereich mit der westlichen Grabenrandstörung nur ca. 400 m Sediment der Schichtgruppe 4 abgelagert werden, akkumulieren im Zwickel zwischen der Störungszone und der östlichen Randverwerfung bereits mehr als 600 m.

Erst bei Addition der Schichtgruppe 5 beeinflusst das veränderte regionaltektonische Regime nachhaltig die Mächtigkeitsverteilung. Im südlichen ORG wächst die kumulative Mächtigkeit der Einheiten 4 und 5 im Hangenden der östlichen Grabenrandstörung auf insgesamt mehr als 300 m an. Es liegen weiter grabeneinwärts isolierte Hochpositionen vor (siehe Verlauf der 1000 m-Isopache in Abb. 7.14). Der zentrale ORG wird dagegen weiterhin angehoben, sodaß die additiven Hebungsbeträge zum Ende der Phase II bei maximal 300 m liegen. Die Grabeninversion beschränkt sich nach wie vor auf die Gebiete, die auch zur Zeit der Schichtgruppe 4 der Hebung unterlagen. Im nördlichen Grabenabschnitt ist nun die progressive Verlagerung der Depozentrenachse aus der Grabenmitte und der westlichen Grabenflanke in Richtung auf die östliche Randstörung offensichtlich. Das absolute Mächtigkeitsmaximum hat sich dort von nördlich Mannheim nach Osten verschoben (vgl. Verlauf der 2900 m-Isopache aus Abb. 7.14 mit Verlauf der 2000m-Isopache aus Abb. 7.13). Im Hangenden der Gräfenhäuser Störungszone befindet sich die mächtigste Sedimentansammlung nun ebenfalls im Schnittbereich mit der östlichen Randstörung. Die Wanderung des Depozentrenschwerpunktes von Westen nach Osten ist einzig durch die Änderung in der Orientierung der Geschwindigkeitsrandbedingung veranlaßt. Die westliche Randverwerfung weist auf dieser geographischen Breite weiterhin einen niedrigeren Reibungskoeffizienten als die östliche Grabenbegrenzung auf.

213

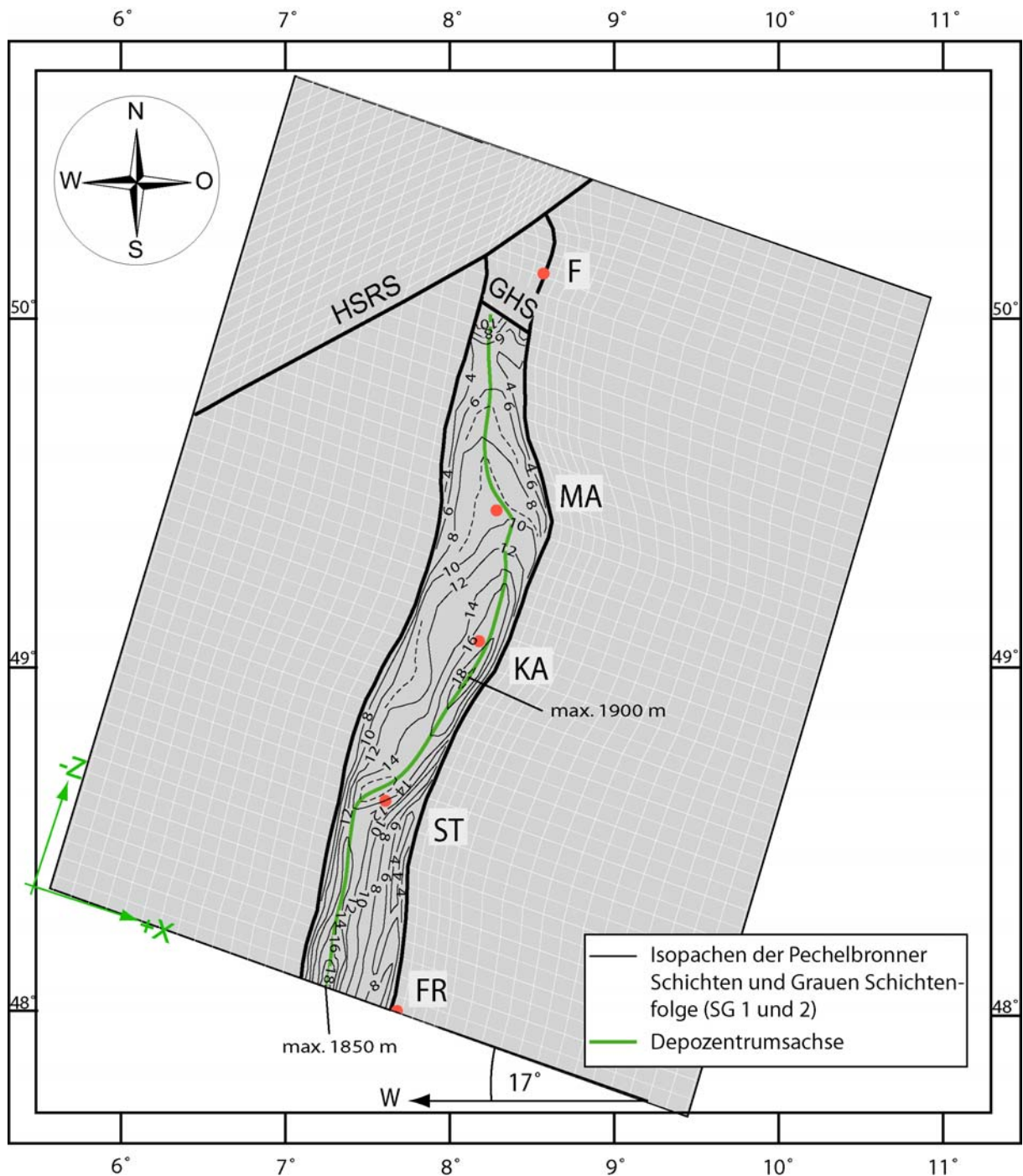


Abb. 7.11: Isopachen der Schichtgruppen 1 und 2 (Pechelbronner Schichten und Graue Schichtenfolge) nach Ablagerung der Schichtgruppe 2; Angaben in 100 m. Dick konturierte Linien sind die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe des Sedimentationslevels. F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

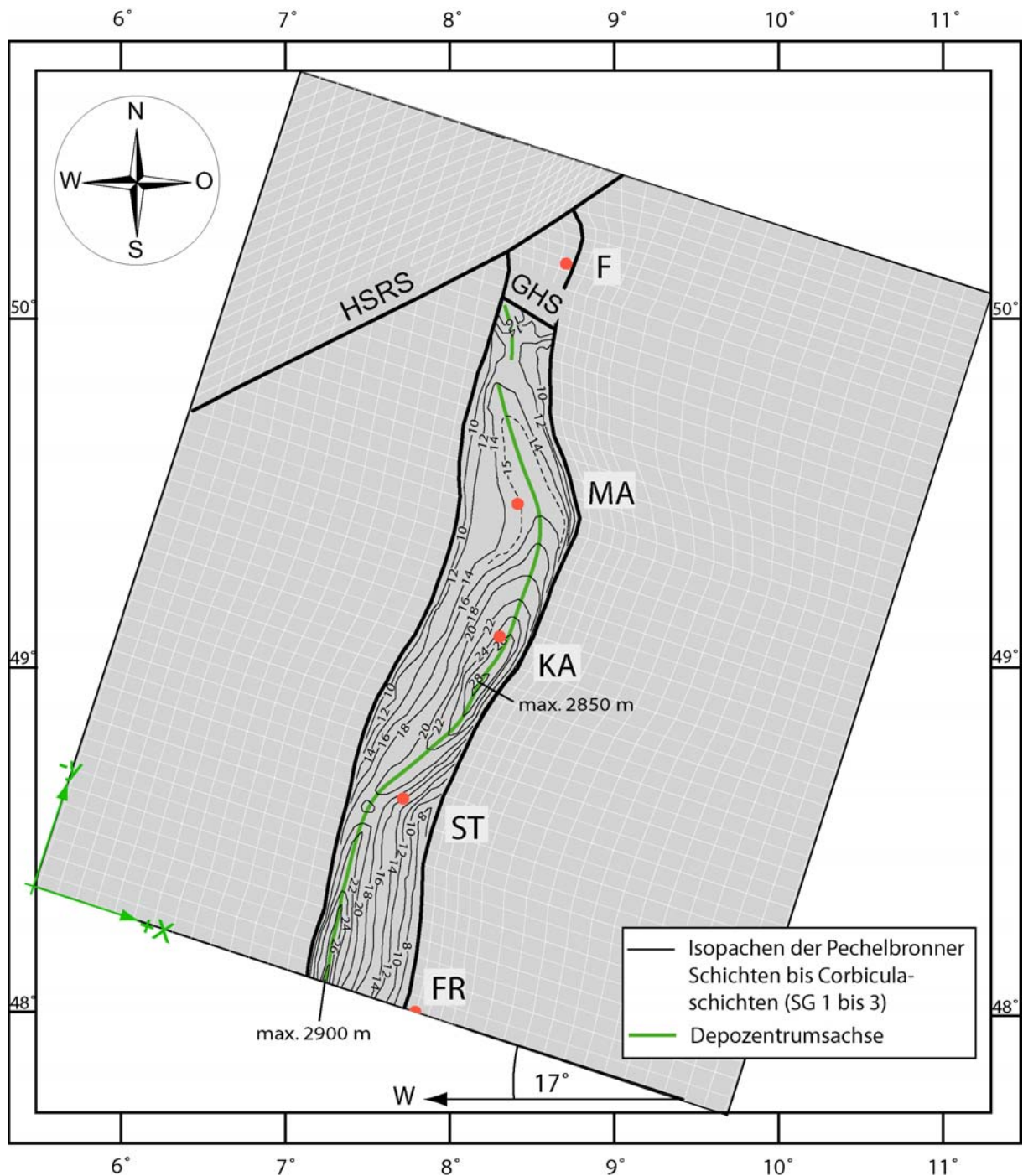


Abb. 7.12: Isopachen der Schichtgruppen 1 bis 3 (Pechelbronner Schichten bis Corbiculaschichten) nach Ablagerung der Schichtgruppe 3; Angaben in 100 m. Dick konturierte Linien sind die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe des Sedimentationslevels. F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

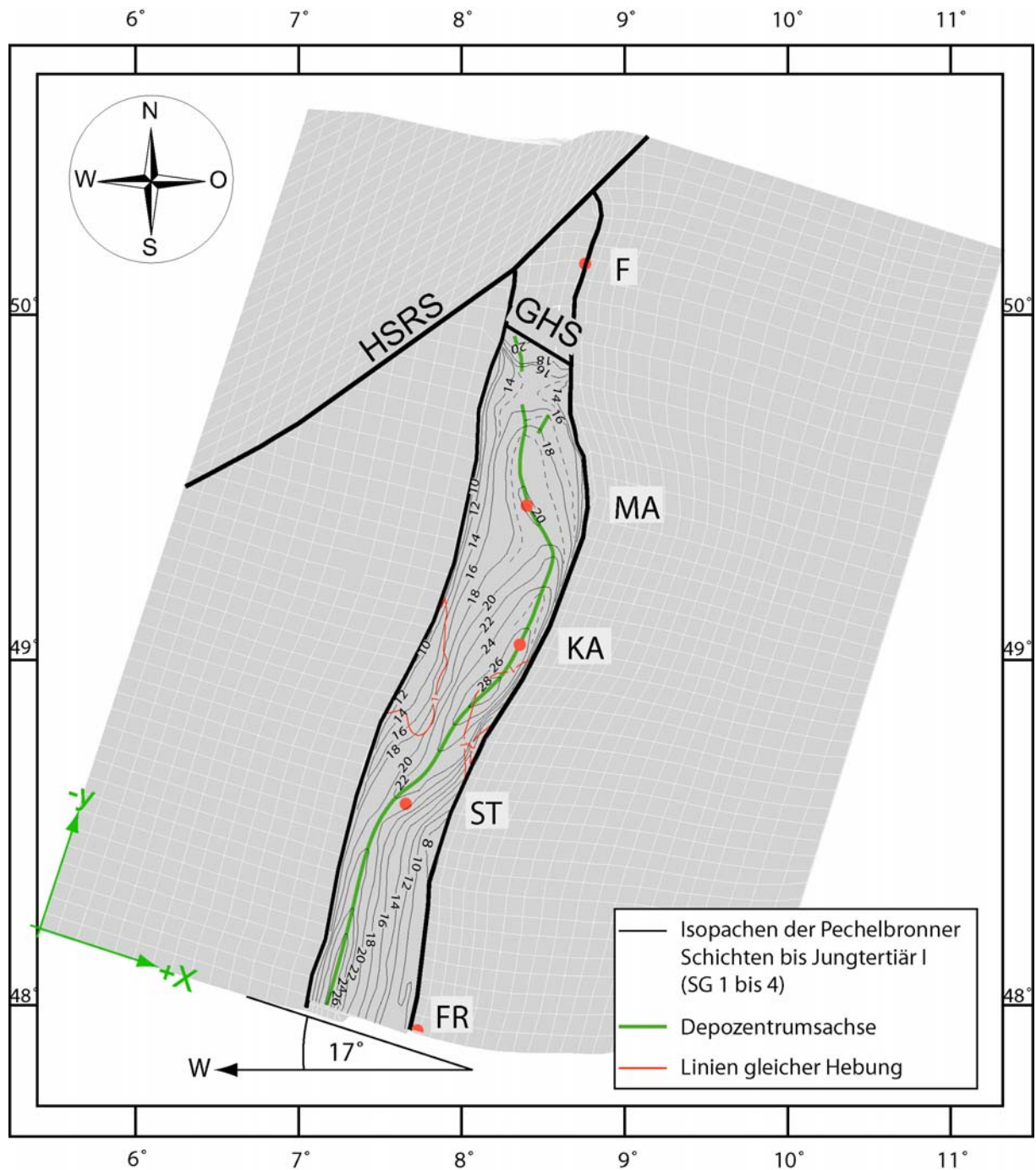


Abb. 7.13: Isopachen der Schichtgruppen 1 bis 4 (Pechelbronner Schichten bis Jungtertiär I) nach Ablagerung der Schichtgruppe 4; Angaben in 100 m. Dick konturierte Linien sind die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe des Sedimentationslevels. F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

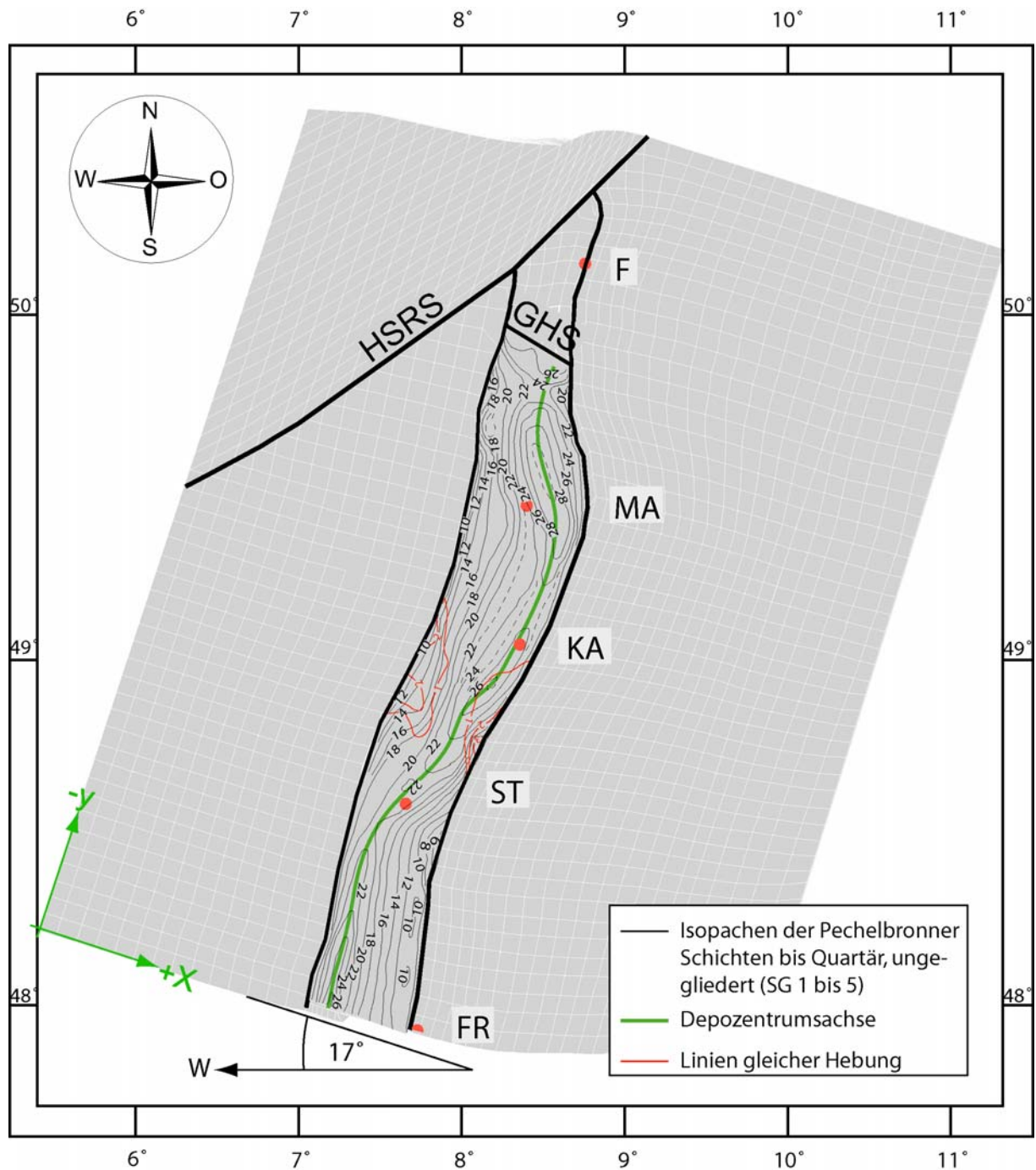


Abb. 7.14: Isopachen der Schichtgruppen 1 bis 5 (Pechelbronner Schichten bis Quartär, ungegliedert) nach Ende der Simulation (rezente Mächtigkeitsverteilung); Angaben in 100 m. Dick konturierte Linien sind die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe des Sedimentationslevels. F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

7.2.3 Horizontalverschiebungen

Phase I

In Phase I werden bis zu 8.6 km riftsenkrechte Extension benötigt, um die beobachteten Sedimentmächtigkeiten aufzunehmen. Die Beträge sind im südlichen und zentralen ORG mit 7.7 bis 8.6 km sehr einheitlich (Abb. 7.15a). Im nördlichen Grabenabschnitt findet in Richtung auf die HSRS eine Abnahme des Extensionsbetrages auf unter 5 km statt.

Trotz der riftsenkrechten Extensionsrichtung in Phase I werden entlang den Randstörungen Blattverschiebungsbewegungen von bis zu 1500 m beobachtet (Abb. 7.15b). Im südlichen und zentralen Grabensegment konzentrieren sich die Verschiebungen an den Störungsabschnitten, in deren Streichen sich die Reibungskoeffizienten aufgrund der Riftpolaritätswechsel ändern. Der Massentransport im Graben erfolgt immer in Richtung des Störungsabschnitts mit der niedrigeren Scherfestigkeit und den höchsten Sedimentmächtigkeiten. Dementsprechend treten an der westlichen Randverwerfung auf der geographischen Breite Straßburgs dextrale Verschiebungen auf. Nahe Karlsruhe ist der Versatz an der östlichen Hauptrandverwerfung sinistral. Blattverschiebungsbewegungen an den Randstörungen vollziehen sich ebenfalls südlich der Gräfenhäuser Störungszone. Die westliche Randverwerfung verzeichnet dort einen dextralen Versatz von 1300 m. An der östlichen Randstörung ist dagegen die Horizontalverschiebung linkslateral und mit wenigen 100 m erheblich kleiner.

Phase II + III

In Phase II werden durch die Reorientierung der lateralen Geschwindigkeitsrandbedingung sinistrale Bewegungen an den Grabenrandverwerfungen erzwungen. Hohe Mächtigkeiten der Schichtgruppen korrespondieren mit hohen Lateralversätzen an der nahen Randstörung. Der höchste Horizontalversatz zwischen Graben und Schulter findet sich mit 3.5 km am östlichen Grabenrand (Abb. 7.15c). An der westlichen Grabenbegrenzung erreicht der sinistrale Versatz auf der gleichen geographischen Breite nur ca. 1.4 km. Nach Süden gehen die linkslateralen Verschiebungen bis auf unter 1 km im südlichen ORG zurück.

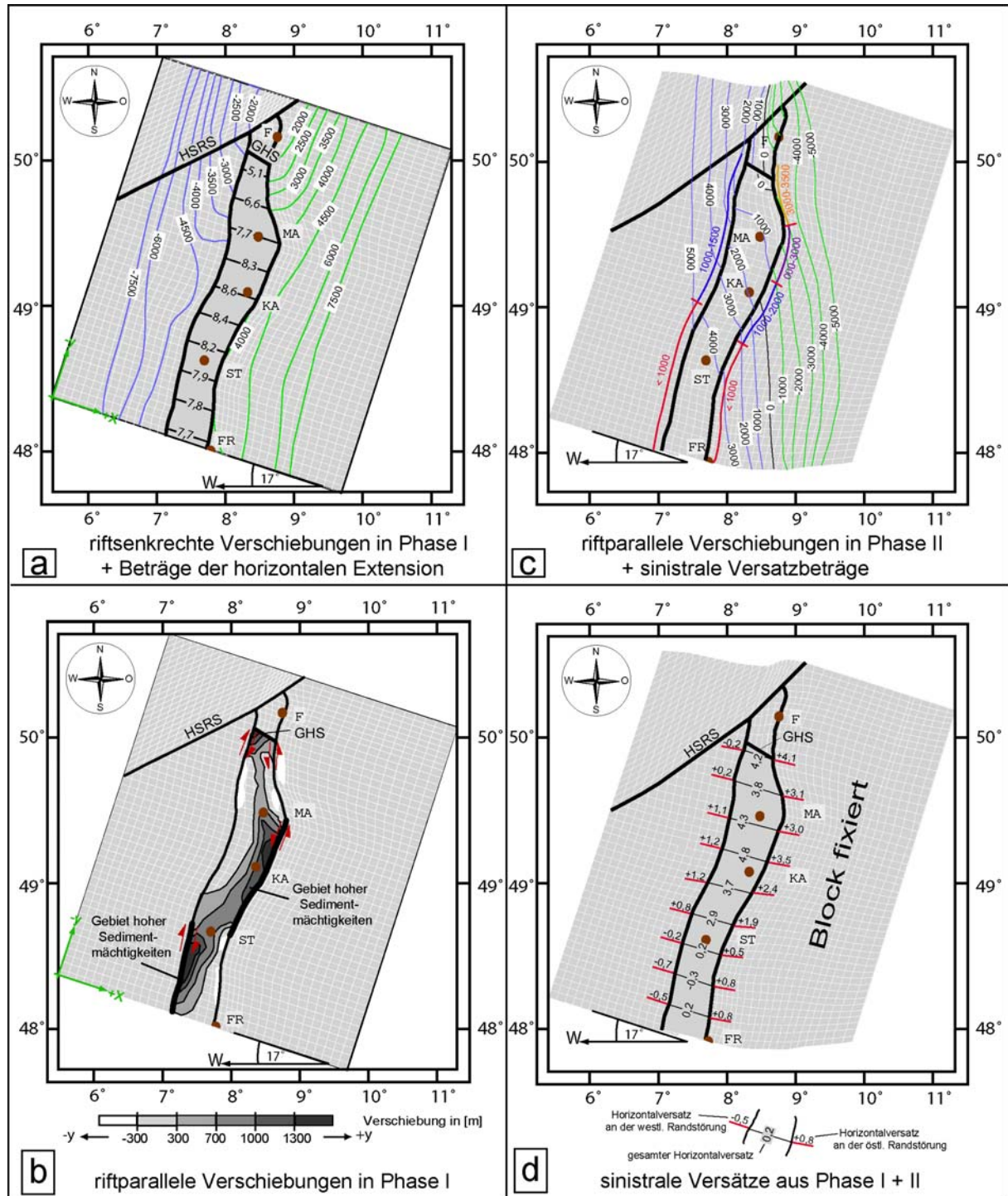


Abb. 7.15: Riftsenkrechte und riftparallele Horizontalverschiebungen während der Phasen aktiver Geschwindigkeits-Randbedingungen I und II; F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

- riftsenkrechte Horizontalverschiebungen in [m] während Phase I: außerhalb des Grabens Verschiebung nach ESE positiv, Verschiebungen nach WNW negativ; im Graben Beträge riftsenkrechter Extension in [km].
- riftparallele Horizontalverschiebungen in [m] während Phase I: Verschiebungen nach NNE negativ, Verschiebungen nach SSW positiv. Hauptverwerfungsabschnitte mit erhöhter Konturstärke.
- riftparallele Verschiebungen in [m] während Phase II: Verschiebungen nach NNE negativ, Verschiebungen nach SSW positiv; gefärbte Zahlenwerte entlang der Randstörungen: sinistrale Versätze über eine Randstörung in [m].
- Gesamter riftparalleler Horizontalversatz in [km] an den jeweiligen Randstörungen sowie über das gesamte Riftsystem; sinistraler Versatz positiv, dextraler Versatz negativ.

Die Addition der riftparallelen Horizontalverschiebungen aus den Phasen I und II ergibt an der östlichen Randstörung einen auf ihrer gesamten Länge vorliegenden sinistralen Versatz (Abb. 7.15d). Der maximale Verschiebungsbetrag liegt mit ca. 4 km im Schnittbereich mit der Gräfenhäuser Störungszone vor. Ein weiteres relatives Maximum findet sich mit 3.5 km nahe Karlsruhe, wovon 1.4 km sinistraler Versatz aus der Phase I stammen.

Die westliche Randstörung weist in ihrem Streichen riftparallele Horizontalversätze mit wechselndem Bewegungssinn auf, wobei die Translationsbeträge generell niedriger als an der östlichen Grabenflanke sind. An der Gräfenhäuser Störungszone kompensieren sich die gegensinnigen Versätze aus beiden Phasen. Die westliche Randverwerfung weist somit in dem Grabenquerprofil keinen Lateralversatz auf, in dem die östliche Randstörung die maximale Horizontalverschiebung besitzt. In südlicher Richtung schließt sich zunächst ein Abschnitt der westlichen Randverwerfung an, der sinistral beansprucht wird. Im südlichen Grabenabschnitt wird sie von einer dextralen Bewegungskomponente abgelöst.

Über das gesamte Riftsystem liegt der höchste Lateralversatz liegt mit 4.8 km auf der geographischen Breite von Karlsruhe vor. Dort ergänzen sich die gleichsinnigen Bewegungen an beiden Randstörungen während der Phase II sowie der sinistrale Versatz an der östlichen Randstörung aus Phase I. An der Gräfenhäuser Störungszone beträgt die linkslaterale Gesamtverschiebung nur ca. 4 km. Das südliche Riftsegment tritt trotz der sinistralen Beanspruchung in Phase II nicht als ein Blattverschiebungssystem auf. Die dextralen Translationen an der westlichen Randverwerfung während der Phase riftsenkrechter Dehnung eliminieren in dieser Region alle späteren gegensinnige Versätze an den Randstörungen sowie im grabeninternen Kontinuum.

Riftsenkrechte Verschiebungen sind in Phase II aufgrund der Neuausrichtung der Geschwindigkeitsrandbedingung in jedem Grabenquerprofil kleiner als die Toleranzbreite von ± 150 m. Aufgrund dessen unterbleibt eine Addition der riftorthogonalen Extensionsbeträge aus den Zeiträumen I und II.

7.2.4 Hebung von Moho und Grabenschultern

7.2.4.1 Anhebung der Moho

Phase I

Die Moho wird im südlichen und zentralen Grabenabschnitt um bis zu 4000 m angehoben (Abb. 7.16a). Nach Norden geht die Aufwölbung der Krustenbasis auf Werte um 2000 m zurück. Wird der Abstand der 2000m-Isolinien gleicher Hebung als Maßstab für die Breite der Mohoanhebung verwendet, so ist dieser nahezu entlang des gesamten Grabens unverändert. Es tritt erst zwischen der Gräfenhäuser Störungszone und der HSRS eine rasche Abnahme der Breite auf. Mit der Termination der Randstörungen an der HSRS erfolgt schließlich der Linienschluß etwas weiter nördlich. Die Anhebung der Moho vollzieht sich dort völlig delokalisiert über die gesamte Modellbreite.

In Grabenquerprofilen außerhalb der Transferzonen wandert der Ort der maximalen Mohoanhebung im Laufe der Phase I. Sie verlagert sich von der Haupttrandverwerfung um nicht mehr als 10 km in Richtung zur Grabenmitte und nimmt eine etwas verstärkt symmetrische Konfiguration an. Dennoch bleibt die deutliche Schiefe in ihrer Topographie erhalten. Die Achse der seichtesten Mohotiefe folgt dabei den Riftpolaritätswechseln im Streichen des ORG. Im Süden ist sie der westlichen Randverwerfung näher. Sie wandert auf der geographischen Breite Straßburgs zur östlichen Grabenseite. Nördlich von Karlsruhe findet ihre abermalige Verlagerung in die Grabenmitte statt.

Phase II + III

Während Phase II geschieht im nördlichen Grabenabschnitt eine zusätzliche Anhebung der Moho um bis zu 1000 m (Abb. 7.16b). Die Aufwölbung verläuft in NW-SE-Richtung südlich der ähnlich orientierten Gräfenhäuser Störungszone. In der Relaxationsphase III sind Absenkungstendenzen der Moho im Bereich von wenigen 10er Metern beobachtbar, welche vermutlich auf die Dichteerhöhung infolge Abkühlung im Riftaxialbereich zurückzuführen sind (Kap.7.2.5).

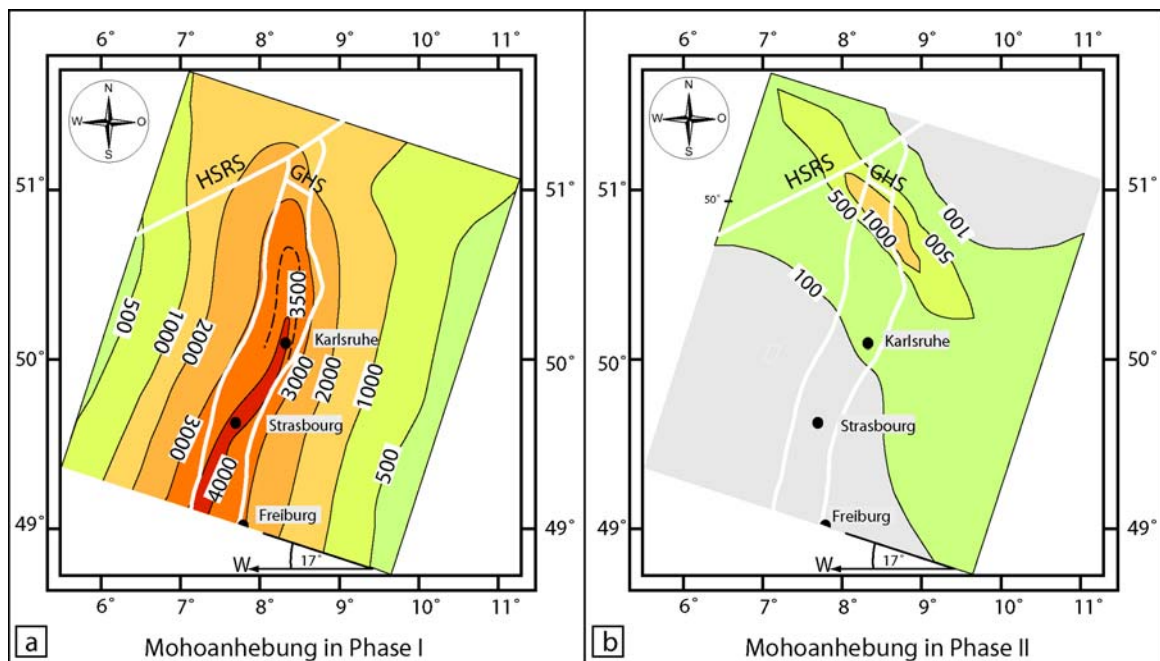


Abb. 7.16: Linien gleicher Mohoanhebung in [m] **a.** zum Ende der Phase I. **b.** zum Ende der Phase II.

7.2.4.2 Hebung der Grabenschultern

Phase I

Zu Ende der Phase I sind die Riftflanken an den Haupttrandstörungen um ungefähr 1400 m, das Liegende der Zweigstörungen um ca. 800 m über die Präifiterdoberfläche angehoben (Abb. 7.17a). Mit den Riftpolaritätswechseln in Streichrichtung des ORG findet eine entsprechende Verlagerung der stärksten Schulterhebung an die jeweils gegenüberliegende Grabenseite statt. Die maximale Anhebung der westlichen Grabenschulter liegt im Moldanubikum auf der Höhe des südlichen Grabenabschnitts bei 1450 m. Die östliche Riftflanke erreicht im Saxothuringikum des zentralen Grabenabschnitts mit ca. 1350 m ihre maximale Anhebung. Ein wesentlicher Einfluß der Schwerehochs von Zabern bzw. des Kraichgaus auf das Ausmaß der Schulterhebung ist nicht erkennbar. Die Heraushebung beider Riftflanken geht im nördlichen ORG mit Annäherung an die HSRS signifikant zurück. Bereits auf halber Strecke zwischen der Gräfenhäuser Störungszone und der HSRS liegt der Hebungsbetrag mit wenigen 10er Metern im Bereich der numerischen Lösungsgenauigkeit.

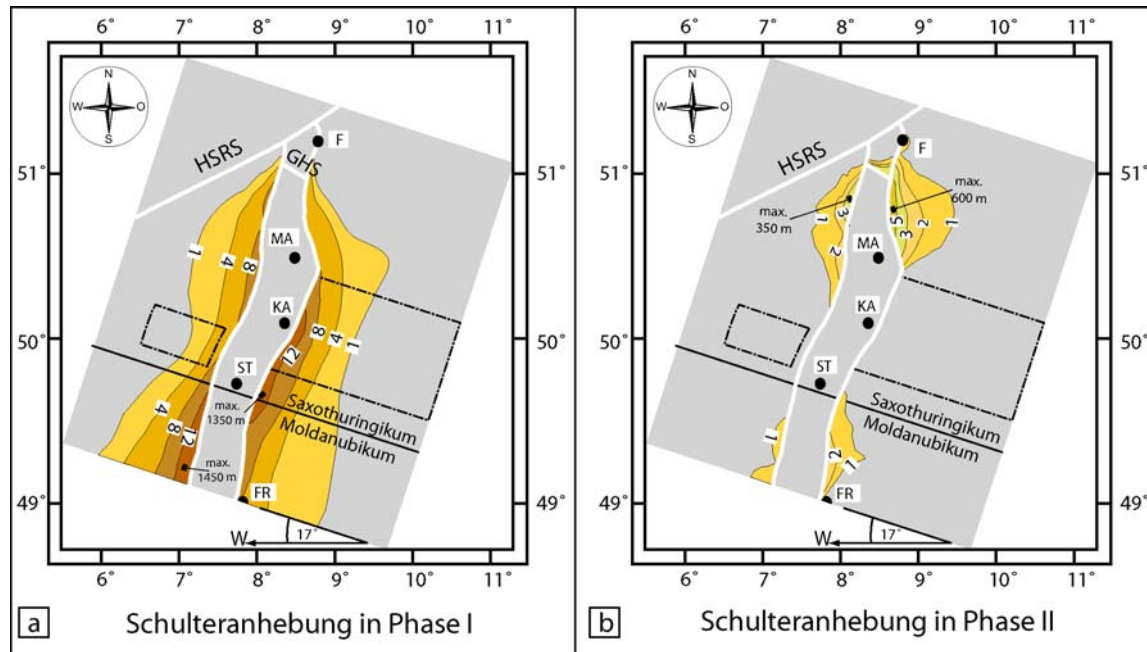


Abb. 7.17: Linien gleicher Schulteranhebung in 100 m **a.** zum Ende der Phase I. **b.** zum Ende der Phase II; mit gestrichelten Linien umgrenzte Felder: positive Schwereanomalien von Kraichgau und Zabern; F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg.

Phase II + III

Während der Phase II beschränken sich die Hebungen der Schultern im wesentlichen auf die Höhe des nördlichen ORG, in dem auf gleicher geographischer Breite Extension und Sedimentation stattfindet (Abb. 7.17b). Die Heraushebung ist in der östlichen Grabenschulter mit ca. 600 m am höchsten, im Westen werden lediglich ca. 350 m errechnet. Diese Lokalisation maximaler Hebung befinden sich südlich der Kreuzungspunkte zwischen der Gräfenhäuser Störungszone und den Grabenrandstörungen. Im südlichen ORG wird die östliche Grabenschulter um bis zu 200 m angehoben. Das Hebungsgebiet befindet dort an einem Abschnitt der östlichen Randstörung, der abweichend vom generellen NNE-SSW-Trend des Grabens einen N-S-Verlauf aufweist.

In Phase III laufen die Höhenänderungen der Grabenschultern bereits nach wenigen 100 Ta aus. Es erfolgt keine laterale Verlagerung ihrer Scheitellinien.

7.2.5 Thermische Entwicklung

Eine positive thermische Anomalie unter dem ORG tritt in der Modellierung zu keinem Zeitpunkt der Modellierung auf. Der konduktive Wärmetransport während der Phasen I und II hält mit der Advektion von thermischer Energie Schritt. Lediglich an den Hauptverwerfungsabschnitten der Grabenbegrenzungen treten während der Phase I Diskontinuitäten im Temperaturfeld hervor (Abb. 7.18a). Der Grabenkollaps entfaltet dort über den maximalen Störungstiefgang hinaus bis zum Top der Unterkruste eine kühlende Wirkung (Abb. 7.18b). Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu den Modellierungen der Parameterstudie, in denen die Isothermen in jedem Tiefenniveau horizontal verlaufen (siehe Abb. 6.12). Der Unterschied ist zum einen in der Größe der differentiellen Bewegungen entlang der Randverwerfungen begründet, die in dieser Simulation der ORG-Entwicklung höher als in den Modellierungen der Parameterstudie sind. Ferner entfällt die isolierende Wirkung der Grabensedimente.

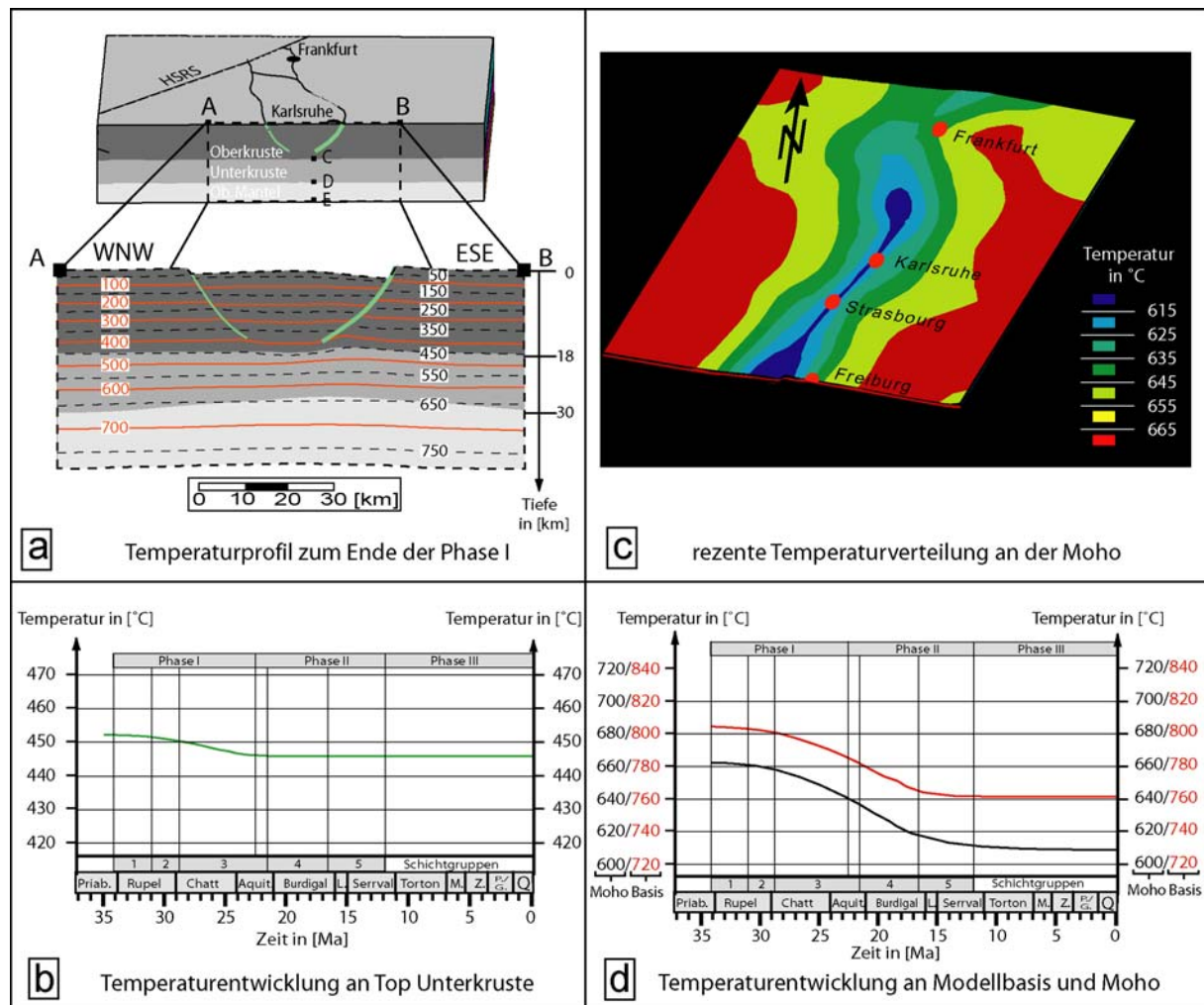


Abb. 7.18: Temperaturverteilung und Temperaturverlauf während Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung.
a. Temperaturverteilung im Grabenquerprofil A-B auf Höhe der Stadt Karlsruhe zum Ende der Phase I; Hauptstörung im Osten mit höherer Konturstärke; Plot nicht vertikal überhöht.
b. Temperaturentwicklung an Top Unterkruste im Grabenquerprofil A-B (Lokalität C siehe Abb. a).
c. rezente Temperaturverteilung an der Moho.
d. Temperaturentwicklung an Moho und Modellbasis im Grabenquerprofil A-B (Lokalität D und E siehe Abb. a).

In Unterkruste und Mantel des Riftaxialbereichs bleiben die Isothermen zu jedem Zeitpunkt aktiver Riftentwicklung in den Phasen I und II ebenfalls annähernd horizontal. Die tiefere Modellithosphäre kühlt sich bei ihrem Aufstieg durch die kombinierte Wirkung von aufwärts gerichtetem Massentransport, ausgleichender Konduktion und verringerter Wärmeproduktion ab. Die Moho stellt vor allem aufgrund ihrer unterschiedlichen Anhebung im Streichen des ORG nach Abschluß der Simulation keine Isothermalfläche mehr dar (Abb. 7.18c). Im südlichen und zentralen ORG ist die Aufwärtsbewegung der Moho am höchsten und damit die Abkühlung maximal. Die Mohotemperatur sinkt dort von ca. 660° C auf 615 °C bis zum Ende der Phase II. Es folgt in der Relaxationsphase III eine weitere Abkühlung infolge verminderter Wärmeproduktion auf ca. 610 °C (für eine Tiefenlage der Moho von 26 km; Abb. 7.18d). Die Abkühlung der Modellbasis fällt trotz der höheren Vertikalverschiebung um 5 bis 10 °C geringer als an der Moho aus, weil die Basisfläche einen kleineren Temperaturgradienten durchschreitet.

Die Lithosphärensäule des Grabenblocks zeichnet sich infolge verringerter radiogener Wärmeproduktion nach Ablauf der Modellierung gegenüber den Grabenschulterbereichen durch ein leicht unterdurchschnittliches Temperaturniveau von 5 bis 15° C aus. Die geringe Abkühlung ist in der exponentiell mit der Tiefe abnehmenden Wärmeerzeugung begründet. Die Oberkruste, welche ein Großteil der radiogenen Wärme erzeugt, wird nicht nennenswert in ihrer Mächtigkeit reduziert, weil die Extension durch differentiellen Versatz entlang der Randstörungen akkommodiert wird. Nur die tieferen lithologischen Abteile mit kleineren Wärmeproduktionsraten werden ausgedünnt und tragen so zu der Temperaturabnahme bei.

Der Wärme flu ß durch Konduktion und Advektion an der Prärifterdoberfläche erfährt lediglich im Grabenblock eine geringe Abnahme von ca. 75 W/m² zu Modellierungsbeginn auf ca. 72 bis 73 mW/m² nach Ende der Simulation. An der Modelloberfläche der beiden Grabenschulterbereiche bleibt der initiale Wärme flu ß unverändert.

7.2.6 Spannungs- und Verformungsverteilung

7.6.2.1 Perturbationen des regionalen Spannungsfeldes

Phase I

Das regionaltektonische Regime wird durch das Vorzeichen und die Orientierung der mechanischen Randbedingung bestimmt. Durch die riftorthogonale Dehnung liegt an jedem Ort der Modelloberfläche ein Extensionsregime mit $\sigma_1 \approx \sigma_v$, $\sigma_2 \approx \sigma_H$ und $\sigma_3 \approx \sigma_h$ vor. Die Hauptnormalspannung σ_3 weist in gesamten Modell und zu jedem Zeitpunkt der Phase I eine riftsenkrechte Ausrichtung auf (Tafel 5 Abb. a).

Im Grabenquerprofil ergeben die Interferenz des regionalen Spannungsfeldes mit den flexurellen Spannungen an den Grabenrandverwerfungen keine lokalen Reorientierungen der Hauptnormalspannungen σ_1 bzw. σ_2 und σ_3 (Tafel 5 Abb. b). Die Ausweitung der Extension in das Grabeninnere im Laufe der Phase I wirkt der Ausbildung einer deutlichen antithetischen Flexur im Grabeninnern und dem Aufbau bedeutender flexureller Spannungen entgegen. Somit bleibt im gesamten Modell die (sub)horizontale Orientierung der Hauptnormalspannung σ_3 erhalten.

Dagegen treten im Streichen des Grabens lokale Abweichungen von der regionalen Ausrichtung der Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_2 auf. Sie begleiten Liegendes und Hangendes an den Abschnitten der Randstörungen, entlang denen bedeutende Horizontalversätze im km-Bereich verzeichnet werden (siehe Abb. 7.15b). An der westlichen Riftflanke nahe Strasbourg, am östlichen Grabenrand um Karlsruhe sowie an beiden Störungen südlich der Gräfenhäuser Störungszone sind die Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_2 um eine horizontale, riftsenkrechte Achse rotiert (Tafel 5 Abb. a). Die Rotation beträgt an den genannten Örtlichkeiten nicht mehr als 25 bis 30°, sodaß auch dort der Extensionscharakter überwiegt. Mit der lokalen Neuausrichtung der Spannungstensoren geht eine Änderung in der Höhe der grabenparallelen Spannungen einher. Tafel 5, Abb. c enthält beispielhaft den Verlauf dieser Spannung entlang eines Pfades, der die westliche Randverwerfung in ihrem Hangenden von südlichem Modellende bis in den zentralen ORG in Tiefen von 2 bis 3 km begleitet. Es zeigt sich besonders auf der geographischen Breite, an der die Transferzone auf die westliche Grabenrandverwerfung trifft, eine Abnahme dieser Größe über die Zeit von Norden nach Süden. Es ist zu vermuten, daß in diesem Gebiet die lokale Reorganisation des Spannungsfeldes sowie die Horizontalverschiebungen in einem kausalen Zusammenhang mit einem lateralen Wechsel des Reibungskoeffizienten auf der Grabenrandverwerfung stehen. Südlich der Gräfenhäuser Störungszone ist dagegen die Extension an diesem den ORG querenden Lineament für die horizontale Relativbewegung zwischen Graben und Schultern verantwortlich.

Phase II + III

Der Übergang von Phase I zu Phase II stellt an den lateralen Modellseiten einen Wechsel von rift-orthogonaler Dehnung zu grabenparalleler Translation dar. Über weite Bereiche des FE-Modells wird eine uniforme Ausrichtung der Hauptnormalspannung σ_H um NW-SE aufgebaut. Durch die variablen Streichrichtungen der oberkrustalen Schwächezonen wird allerdings das ORG-Gebiet in Domänen mit unterschiedlichen Störungstypen aufgelöst. Dabei kommt jedem Grabenabschnitt ein eigenes tektonisches Regime zu (Tafel 5 Abb. d):

- Im südlichen ORG dominiert ein Blattverschiebungsregime mit $\sigma_2 \approx \sigma_v$, $\sigma_1 \approx \sigma_H$ und $\sigma_3 \approx \sigma_h$. Die Orientierung der Hauptnormalspannung σ_H schwankt um NNW-ESE (140 bis 150°).

- Das Regime wird im zentralen ORG von regionaler Transpression und lokaler Kompression abgelöst. Die Hauptnormalspannung σ_H nimmt dort durchschnittlich eine WNW-ESE-Ausrichtung (110 bis 120°) an. Mit dieser Orientierung liegt an den Abschnitten der Randstörungen, die riftparalleles Streichen um NNE-SSW aufweisen, eine fast senkrechte Winkelbeziehung vor. Dort erfolgt die kompressive Reaktivierung der Grabenrandstörungen mit $\sigma_3 \approx \sigma_v$, $\sigma_1 \approx \sigma_H$ und $\sigma_2 \approx \sigma_h$. Jene Störungsabschnitte des zentralen ORG, die abweichend vom generellen Streichen der Riftstruktur eine etwas mehr nordöstliche Richtung einschlagen, werden dagegen nur transpressiv beansprucht.
- Der nördliche ORG ist ebenfalls von der umfassenden Reorganisation des Spannungsfeldes betroffen. Der Graben unterliegt auf seiner gesamten Breite zwischen der Gräfenhäuser Störungszone im Norden und der Stadt Karlsruhe im Süden einer Extension mit $\sigma_1 \approx \sigma_v$, $\sigma_2 \approx \sigma_H$ und $\sigma_3 \approx \sigma_h$. In der westlichen Riftschulter auf der Höhe dieses Grabenabschnittes herrscht ebenfalls ein Extensionsregime vor.

Im Kriechregime der tieferen Oberkruste, in der Unterkruste und im Mantel tritt aufgrund der raumgreifenden Deformation ein einheitliches Spannungsmuster mit $\sigma_1 \approx \sigma_H$, $\sigma_2 \approx \sigma_v$ und $\sigma_3 \approx \sigma_h$ auf (Tafel 5 Abb. d). Die Hauptnormalspannung σ_H besitzt an jedem Ort viskoser Materialreaktion die durch die Geschwindigkeitsrandbedingung vorgegebene NW-SE-Orientierung.

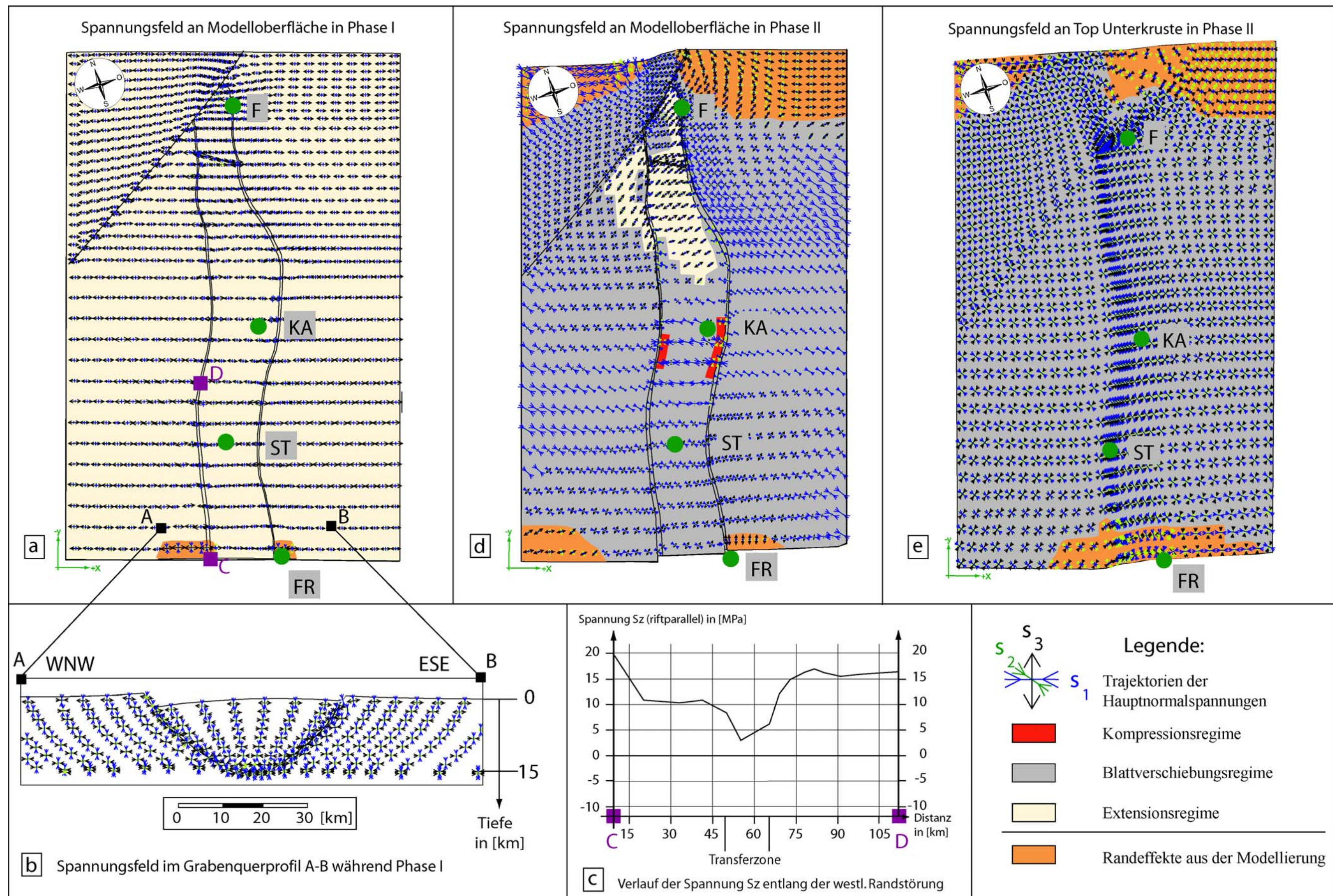
7.2.6.2 Quantitative Entwicklung der Spannungen und Verformungen

Die Kombination aus den selektierten Kriechparametern und der Temperaturverteilung erzeugt nur in der Oberkruste eine sprödhafte Materialreaktion. Die tiefere Oberkruste, die Unterkruste sowie der Mantel verformen sich viskos sich über die gesamte Zeitdauer der Simulation. Die Variabilität der Dehnungsraten an den lateralen Modellseiten besitzt keinen nachweisbaren Einfluß auf die Höhe der äquivalenten Spannungen im Kriechregime und auf die Tiefenlage der Spröd-viskos-Grenze.

Phase I

An jedem Ort der oberkrustalen Spröddomäne liegt ein Extensionsregime vor. Mit dem entsprechenden Festigkeitsgradienten von 12 MPa/km resultiert eine Spröd-viskos-Grenze im Kontinuum in 13 km Tiefe. In den Transferzonen beläuft sich der Festigkeitsgradient bei 7.2 bis 8.0 MPa/km, sodaß der Wechsel zwischen beiden Deformationsfeldern in 15 km Tiefe erfolgt. Zu Modellierungsbeginn sind ca. 60 % der integrierten Festigkeit von $1.8 \cdot 10^{12}$ N·m im oberkrustalen Spröddregime gebündelt (Abb. 7.19a). Unter diesen thermisch-rheologischen Bedingungen wirken die Kontaktelemente als Schwächezonen mit differentiellem Versatz zwischen Liegendem und Hangendem.

Im Laufe der Phase I setzt eine progressive Festigkeitsreduktion mit steigender Verformung ein. Sie beginnt mit dem Wechsel von der Schichtgruppe 1 zu 2 im Riftaxialbereich und läuft während Ablagerung der Schichtgruppe 3 aus. Im Riftzentrum wird oberflächennah der finale Reibungskoeffizient von $\mu_a = 0.4$ erreicht (Abb. 7.19b). Zur Tiefe hin steigen die Endwerte allmählich an, bis in Tiefen von 10 bis 12 km nunmehr der Hintergrundwert von $\mu_a = 0.65$ vorliegt (Abb. 7.19c). Die Beschränkung der Festigkeitsreduktion auf dieses Tiefenintervall läßt die Spröd-viskos-Grenze im



Tafel 5: Trajektorien der Hauptnormalspannungen zum Ende der Phasen I und II; Pfeillängen auf Beträge der Spannungen skaliert; Lage der Profilinie A-B und des Pfades C-D in Abb. a.; F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; ST: Strasbourg.

Kontinuum und entlang der Kontaktelemente unberührt. Im Gegensatz zur Parameterstudie bilden sich durch die Verformungsschwächung keine diskreten Scherzonen im Grabenblock. Die Schwächezonen sind aufgrund der geringeren Vernetzungsdichte im Kontinuum verschmiert. Kleinmaßstäbliche Grabeninternstrukturen treten daher nicht auf und die Deformation vollzieht sich abseits der Kontaktelemente über die gesamte Simulationsdauer raumgreifend. Im nördlichen Modellgebiet ist die Deformation durch die Termination des ORG an der HSRS und den geringeren Tiefgang der Randstörungen nördlich der Gräfenhäuser Störungszone über Graben und Schultern verteilt (Abb. 7.19b und 7.19c). Die daraus hervorgehenden geringen Extensionsbeträge von < 5 km werden im Riftbereich an den Grabenrandstörungen, der Gräfenhäuser Störungszone sowie der grabeninternen Transferzone aufgenommen, sodaß keine nennenswerte Festigkeitsreduktion im dortigen Kontinuum erfolgt.

Die Spannungstiefenverteilung im Feld viskoser Deformation wird neben den Kriechparametern von den extrinsischen Größen Verformungsrate und Temperatur beeinflusst. Die Temperatur tritt in der Simulation als vorrangiger Einflußfaktor auf, der die Abnahme äquivalenter Spannungen infolge Dehnung und kleinerer Verformungsrate überdeckt. Eine Aufwärtsbewegung durch das quasi-stationäre Temperaturfeld verursacht eine Abkühlung des betrachteten Gesteinsvolumens. Im Kriechregime ist an die Abkühlung in weiterer Konsequenz ein Anstieg der äquivalenten Spannungen geknüpft. Der Anstieg fällt am deutlichsten in der tiefen Unterkruste und im Mantel aus, weil sie die höchsten Vertikalverschiebungen zu seichteren Tiefen erfahren. Somit wird im Laufe der Phase I der Festigkeitskontrast zwischen Spröd- und Kriechregime durch die Aufwärtsbewegung und Abkühlung im Kriechregime und infolge Festigkeitsreduktion in der Spröddomäne des Grabenblocks abgebaut, die gesamte integrierte Festigkeit bleibt mit ca. $2.2 \cdot 10^{12}$ N·m allerdings nahezu unverändert (Abb. 7.19d). Zum Ende der Phase I sind nunmehr ca. 50 % der integrierten Festigkeit im oberkrustalen Sprödregime konzentriert. Ein Ausdruck dieser veränderten Spannungstiefenverteilung ist die Verlagerung der maximalen Mohoaufwölbung von den Hauptverwerfungsabschnitten in Richtung Riftaxialbereich während der Phase I.

Phase II + III

Der Wechsel von Phase I zu Phase II ist mit einer Zunahme der Festigkeitsgradienten im Sprödregime verbunden. Die exakte Höhe des Festigkeitsgradienten in einem Kontinuumelement bemißt nach dem dort gültigen Reibungskoeffizienten im Anschluß an die Verformungsschwächung in Phase I (siehe Abb. 7.6).

Die Änderung des tektonischen Regimes zieht in keinem Punkt des Modells eine Anhebung der Spröd-viskos-Grenze an den Kontaktelementen und im Kontinuum nach sich. Diese Beobachtung gilt auch für den nördlichen ORG, welcher in dieser Phase einer intensiven tektonischen Beanspruchung unterworfen ist. Die Ursache für die Unveränderlichkeit in der Tiefenlage der Spröd-viskos-Grenze ist in dem geringen vertikalen Auflösungsvermögen des FE-Modells begründet. Allerdings zeigen Versuche an einem Modellausschnitt mit erheblich höherer Vernetzungsdichte, daß die Spröd-viskos-Grenze selbst in den distalen Schulterregionen, die sich nur durch marginale Verformungen bzw. Verformungsraten auszeichnen, höchstens um 1 km zu einer seichteren Tiefe wandert. Eine Deaktivierung der untersten Kontaktelementsegmente ist deshalb nicht erforderlich und es kann für die Simulation der lateralen Translation weiterhin von einer lokalisiert-spröden Deformation von 15 bis 16 km ausgegangen werden.

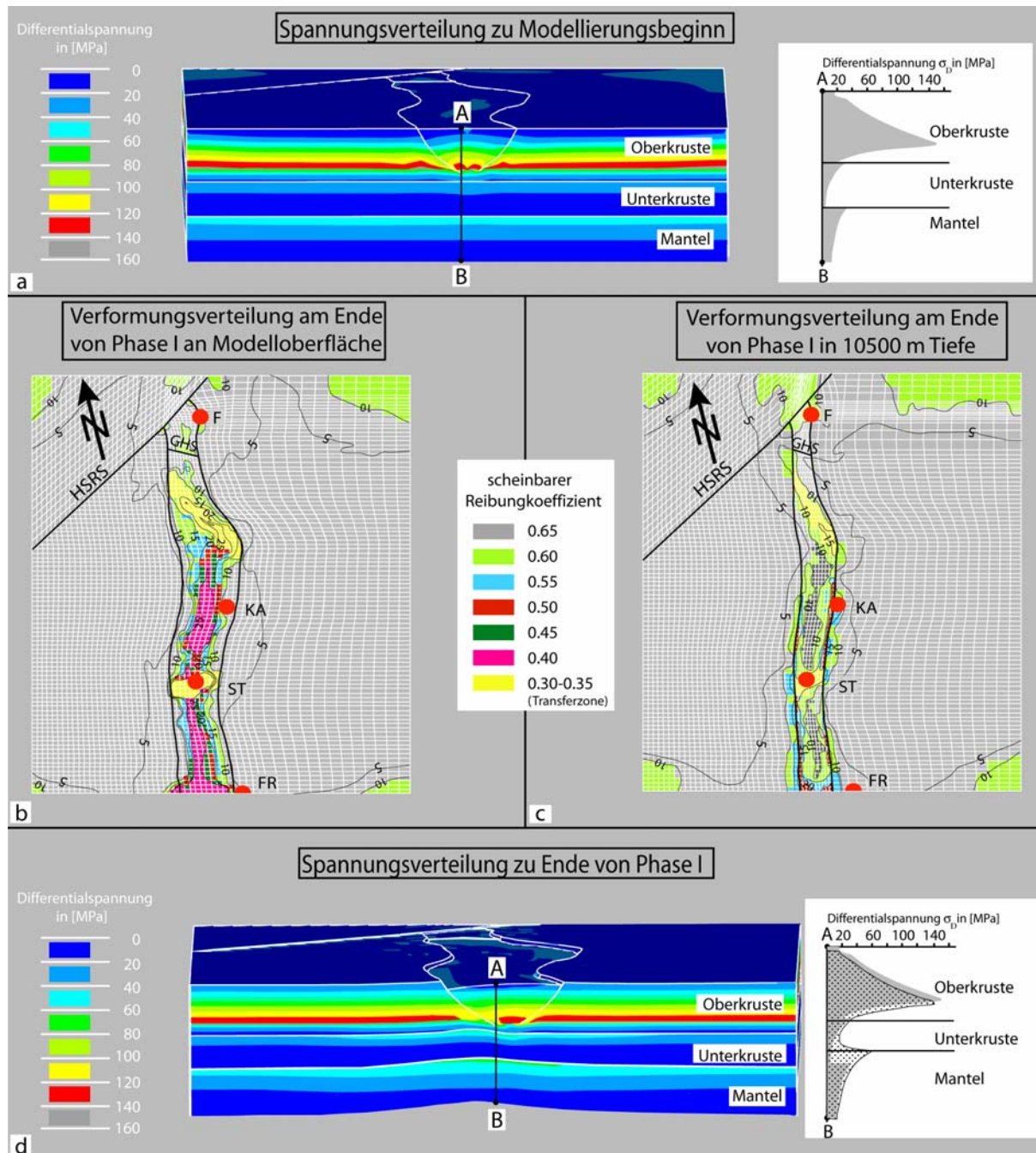


Abb. 7.19: Spannungs- und Verformungsverteilung im Modell zu Simulationsbeginn und zu Ende der Phase I.

- Plot der Differentialspannung σ_D in [MPa] zu Modellierungsbeginn an der südlichen Modellseite; Spannungstiefenverlauf (graue Fläche) entlang dem Pfad A-B.
 - Verformungsverteilung an der Modelloberfläche zu Ende der Phase I: Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%] als Konturlinien; Reibungskoeffizienten im Sprödkontinuum als Flächenfarbe nach erfolgter Festigkeitsreduktion.
 - Verformungsverteilung in 10500 m Tiefe zu Ende der Phase I: Äquivalente Gesamtverformung ϵ_e in [%] als Konturlinien; Reibungskoeffizienten im Sprödkontinuum als Flächenfarbe nach erfolgter Festigkeitsreduktion.
 - Plot der Differentialspannung σ_D in [MPa] zu Ende der Phase I an der südlichen Modellseite; Spannungstiefenverlauf (gepunktete Fläche) entlang dem Pfad A-B, zum Vergleich mit Spannungstiefenprofil zu Modellierungsbeginn (graue Fläche).
- F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; ST: Strasbourg.

7.3 Abgleich der Modellierungsergebnisse

7.3.1 Subsidenzentwicklung des Grabenblocks

Die Bilderfolge in Abb. 7.20 bis 7.24 enthält die Differenzen zwischen den tatsächlichen Mächtigkeiten der Grabenfüllung nach Ablagerung einer Schichtgruppe (Anhang 2) und den sich aus der Simulation ergebenden. Auf Abweichungen zwischen modellierten und realen Mächtigkeiten wird nur eingegangen, wenn sie 200 m überschreiten.

Die Simulation kann in weiten Gebieten die kompaktionsgeschichtliche Entwicklung der Schichtgruppen rekonstruieren. Fehlkalkulationen sind auf das Hangende der Gräfenhäuser Störungszone, den Riftaxialbereich des nördlichen ORG und die östliche Grabenseite zwischen Freiburg und Strasbourg beschränkt. Die Abweichungen erscheinen zumeist bereits mit Beginn der Modellierung und weiten sich während der Zeit aktiver Geschwindigkeitsrandbedingungen in den Phasen I und II aus oder vertiefen sich.

Nach Ablagerung der Schichtgruppe 1 (Pechelbronner Schichten) werden an der Gräfenhäuser Störungszone die Mächtigkeiten um mehr als + 400 m überschätzt (Abb. 7.20). Die höchsten Abweichungen konzentrieren sich vor allem auf eine NE-SW-streichende Zone mehrere km südlich der Verwerfungszone. Dort werden in der Realität Äquivalente der Schichtgruppe 1 von nur wenigen 10er Meter Mächtigkeit angetroffen. In südlicher Richtung schließt sich in der Umgebung der Stadt Mannheim eine weitere Fehlkalkulation an. Es stellt sich in diesem Grabenbereich zwar wie im Vergleichsdatensatz die höchste Sedimentakkumulation in der Grabenmitte ein. Dennoch verzeichnet die Modellierung eine Unterschätzung der Sedimentsäule von bis zu -350 m. Die Mißkalkulation erstreckt sich auf ein Gebiet, das im wesentlichen von der präimplementierten Transferzone mit einer herabgesetzten Sprödfestigkeit eingenommen wird. Im südlichen ORG fällt dagegen an der östlichen Riftflanke ein Zuviel an Sediment von ca. + 200 m an. Die Fehlkalkulation folgt in diesem Gebiet dem sekundären Subsidenzzentrum an der östlichen Grabenrandstörung.

Nach Ablagerung der Schichtgruppe 2 (Graue Schichtenfolge) zieht sich an der Gräfenhäuser Störungszone die Fehlkalkulation auf das unmittelbare Hangende zurück (Abb. 7.21). Die positive Abweichung erhöht sich dort auf bis zu + 600 m. Die südlich gelegene NE-SW-orientierte Schwellenzone hebt sich nicht mehr als ein Gebiet hervor, daß von einer Fehlkalkulation betroffen ist. Die Schichtgruppe 2 überwindet die Schwelle in Natur und Modell, welche zur Ablagerung der Schichtgruppe 1 noch existierte. Allerdings rührt in der Modellierung ein Teil der dort abgelagerten Einheit 2 aus der Kompaktion der älteren Riftsedimente her, die in ihrer Mächtigkeit überschätzt wurden. Demnach wird dort die tektonisch induzierte Subsidenz während Ablagerung der Schichtgruppe 2 etwas unterschätzt. In der Umgebung der Stadt Mannheim dehnt sich das von einer Unterbewertung der Mächtigkeiten betroffene Gebiet beträchtlich aus. Es folgt nun in seinen äußeren Grenzen den Umrissen der NW-SE-ausgerichteten Transferzone. Die Fehleinschätzung steigt in dieser Region auf bis über -400 m an. Im südlichen ORG nehmen die positiven Abweichungen ebenfalls eine größere Fläche ein. Es tritt augenfällig ein NE-SW-elongiertes Gebiet südlich von Strasbourg hinzu, indem die Sedimentmächtigkeiten überschätzt werden. Die Modellierung gibt somit das dortige Hochgebiet südlich der Transferzone nicht zufriedenstellend wieder.

Mit Ablagerung der Schichtgruppe 3 (Bunte Niederrödener bis Corbículaschichten) können Fehlkalkulationen in der kompaktionsgeschichtlichen Entwicklung im zentralen und südlichen ORG nicht mehr verfolgt werden. In diesen Gebieten ist für die Schichtgruppen 3 bis 5 durch Erosion

oder Nichtablagerung dieser Einheiten kein Vergleichsdatensatz erhältlich. Nach Addition der Schichtgruppe 3 haben sich die Abweichungen im nördlichen ORG weiter ausgebreitet und vertieft (Abb. 7.22). An der Gräfenhäuser Störungszone beträgt die Überschätzung nun deutlich mehr als +600 m, in der Umgebung Mannheims wird flächenhaft eine Unterbewertung von mehr als -400 m ermittelt.

Mit der Reorientierung der mechanischen Randbedingungen von Phase I auf II ändern sich zunächst nur die Geometrien der von fehlkalkulierten Absenkungen betroffenen Gebiete, die Abweichungsbeträge bleiben erhalten. Nach Sedimentation der Schichtgruppe 4 verlagern sich im Hangenden der Gräfenhäuser Störungszone die positiven Abweichungen von Westen nach Osten (Abb. 7.23). Diese Beobachtung weist darauf hin, daß dort die Verlagerung des Depozentrenschwerpunktes in die gleiche Richtung für diese Schichtgruppe etwas zu rasch geschieht. Etwas weiter südlich tritt ein eng umgrenztes Feld an der östlichen Randstörung hinzu, in dem die Sedimentakkumulation geringfügig überwertet wird. Diese Abweichung ist ebenfalls ein Ausdruck einer gegenüber der Realität vorausseilenden Wanderung des Akkumulationsschwerpunktes in Richtung auf die östliche Grabenflanke. In der Umgebung Mannheims besteht weiterhin das Feld negativer Abweichung. Die Fehlbeträge steigen trotz der Unterkompaktion aus Phase I nicht weiter an. Der zentrale ORG ist erstmals seit Beginn der Modellierung von einer Fehleinschätzung der Grabensubsidenz betroffen. Es entstehen dort lokale Unterbewertungen von ca. -200 m. Sie befinden sich in jener Grabenregion, die während der Phase II einer Inversion unterliegt.

Nach Addition der Schichtgruppe 5 haben sich sowohl die Umrisse als auch die Beträge der von Fehlbewertungen eingenommenen Gebiete signifikant verändert. An der Gräfenhäuser Störungszone erstreckt sich die Überschätzung der Sedimentmächtigkeiten wieder entlang der westlichen Randverwerfung weit nach Süden (Abb. 7.24). Bei der Schichtgruppe 4 hatten sich noch die Fehlkalkulationen von dort nach Osten verlagert. In der Umgebung Mannheims nimmt die Unterschätzung zu und erreicht einen maximalen Wert von mehr als -600 m. Es ergibt sich somit für den Bereich der dortigen Transferzone eine progressiv zunehmende Unterschätzung der Mächtigkeiten über die Schichtgruppen 1 bis 3 sowie zur Zeit der Einheit 5. Die Abweichungen bleiben lediglich während der Schichtgruppe 4 nahezu unverändert. Im zentralen ORG hat sich das Gebiet mit zu gering kalkulierten Mächtigkeiten beträchtlich ausgeweitet. Es ist fast deckungsgleich mit der Region, die weiterhin der Grabeninversion unterliegt.

Die Gebiete mit den Fehleinschätzungen der Grabensubsidenz sind räumlich koinzident mit den querenden Schwächezonen im FE-Modell (Transferzone auf der geographischen Breite Straßburgs, Transferzone nördlich von Karlsruhe, Gräfenhäuser Störungszone). Die Mißkalkulationen bestehen nach Ablagerung jeder Schichtgruppe. Der räumliche und zeitliche Zusammenhang belegt, daß die Einbindung des den ORG kreuzenden Strukturinventars für die Rekonstruktion der Subsidenzentwicklung nur ungenügend vorgenommenen wurde.

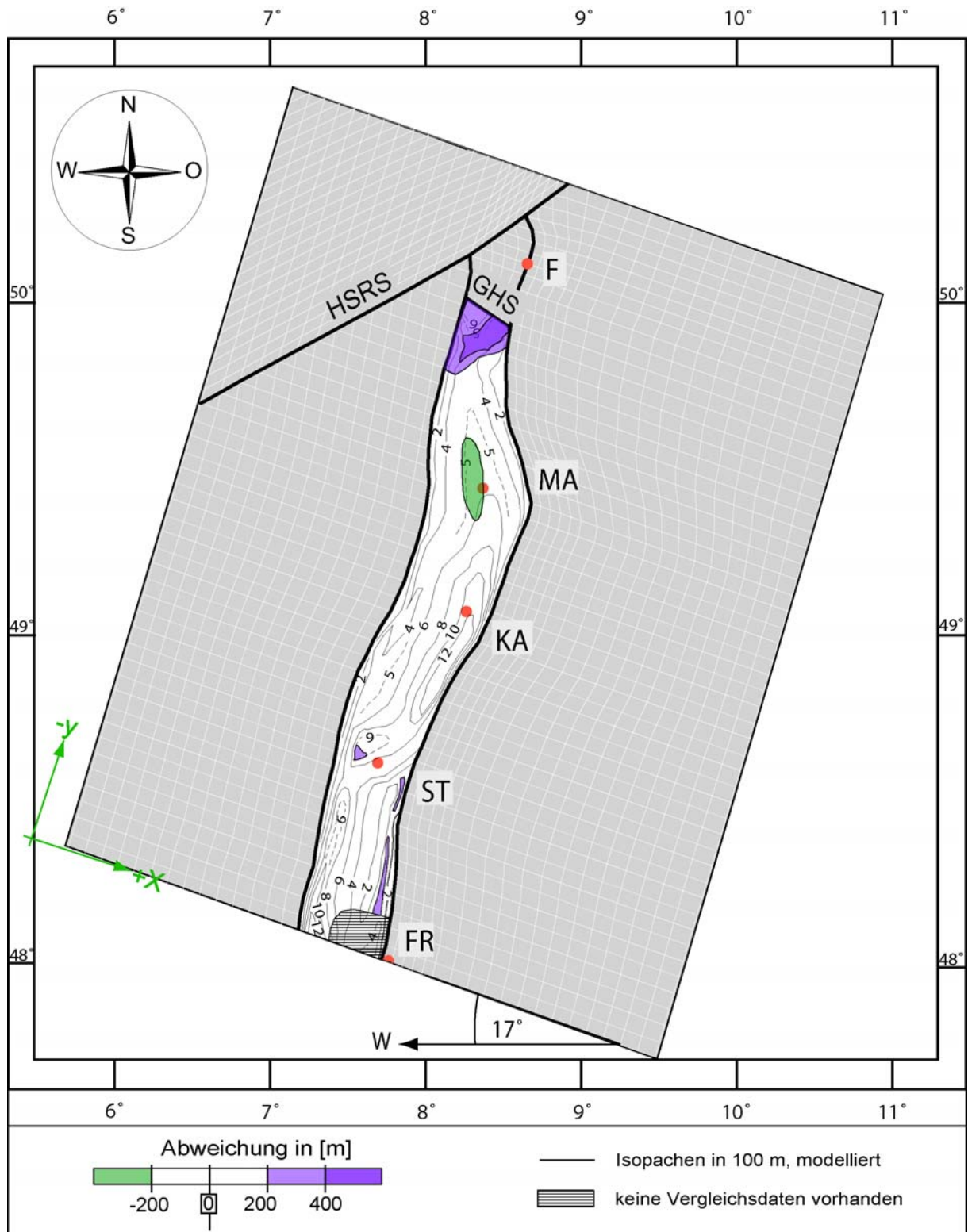


Abb. 7.20: Abweichungen zwischen der modellierten und der realen kumulativen Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppe 1 (Pechelbronner Schichten). Dick konturierte Linien sind die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe des Sedimentationslevels. F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

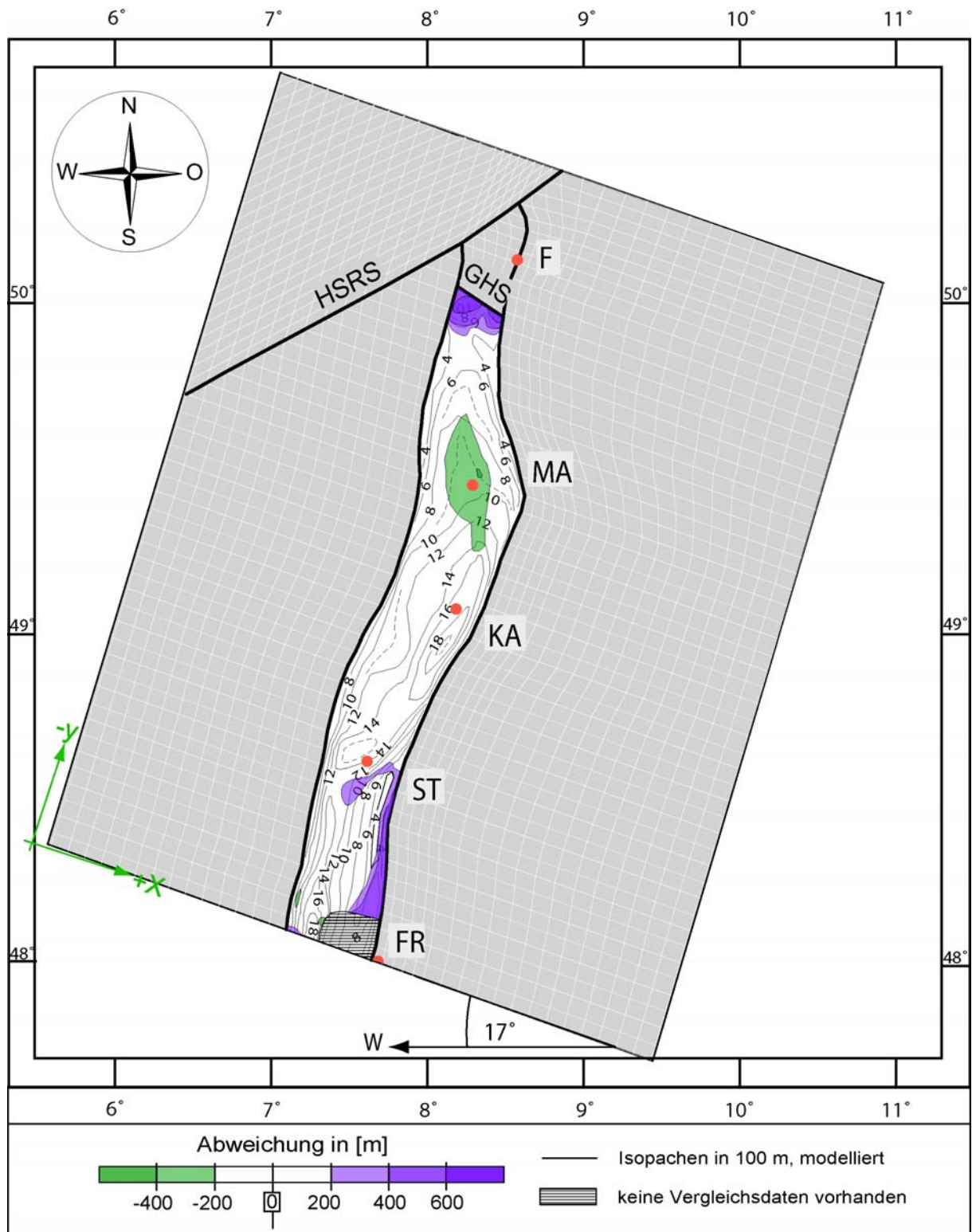


Abb. 7.21: Abweichungen zwischen der modellierten und der realen kumulativen Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppen 1 und 2 (Pechelbronner Schichten und Graue Schichtenfolge). Dick konturierte Linien sind die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe des Sedimentationslevels. F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

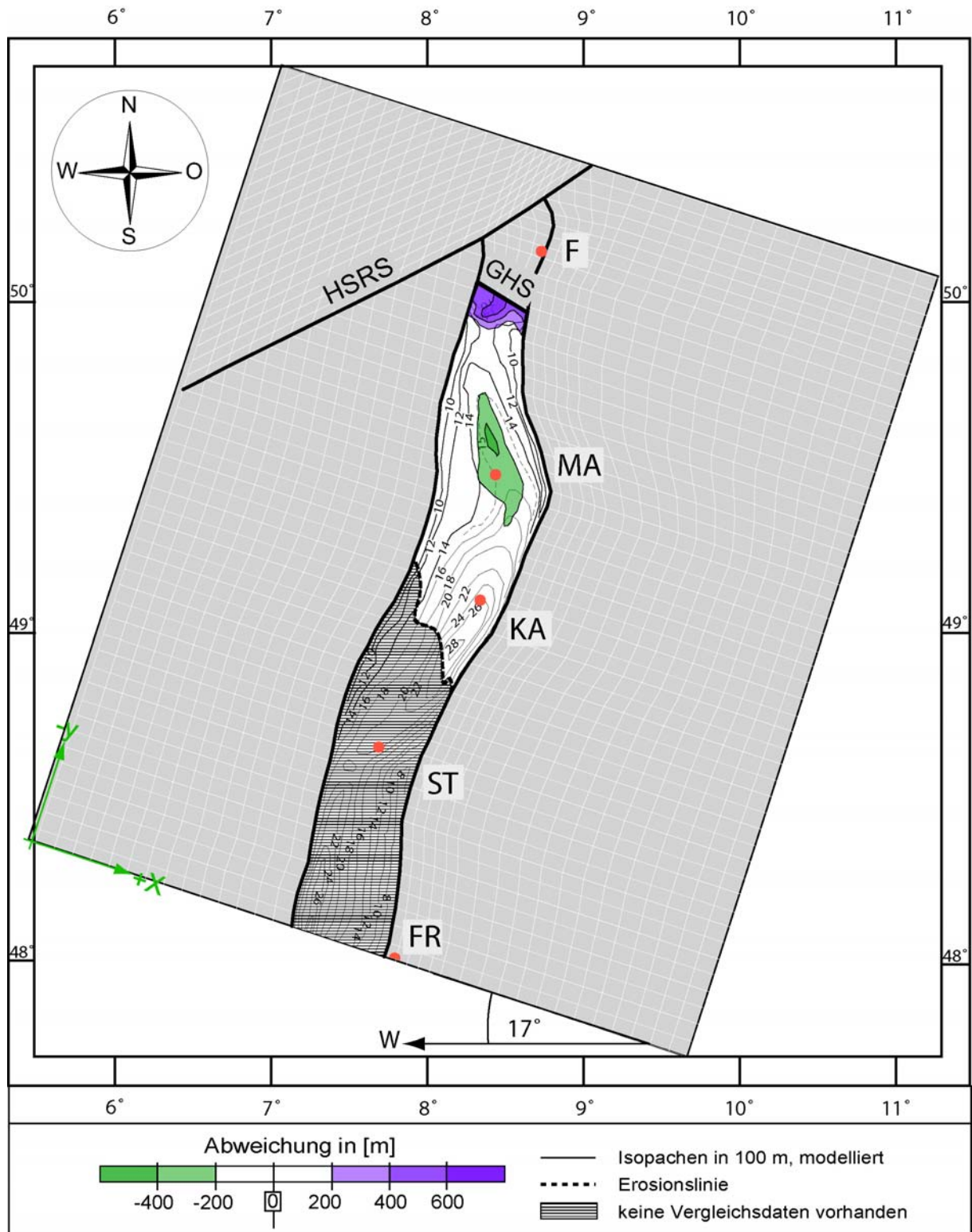


Abb. 7.22: Abweichungen zwischen der modellierten und der realen kumulativen Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppen 1 bis 3 (Pechelbronner Schichten bis Corbiculaschichten). Dick konturierte Linien sind die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe des Sedimentationslevels. Südlich der Erosionslinie sind nur die Schichtgruppen 1 und 2 vollständig erhalten. Für dieses Gebiet ist kein Vergleichsdatensatz aus der Dekompaktionsanalyse erhältlich. F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

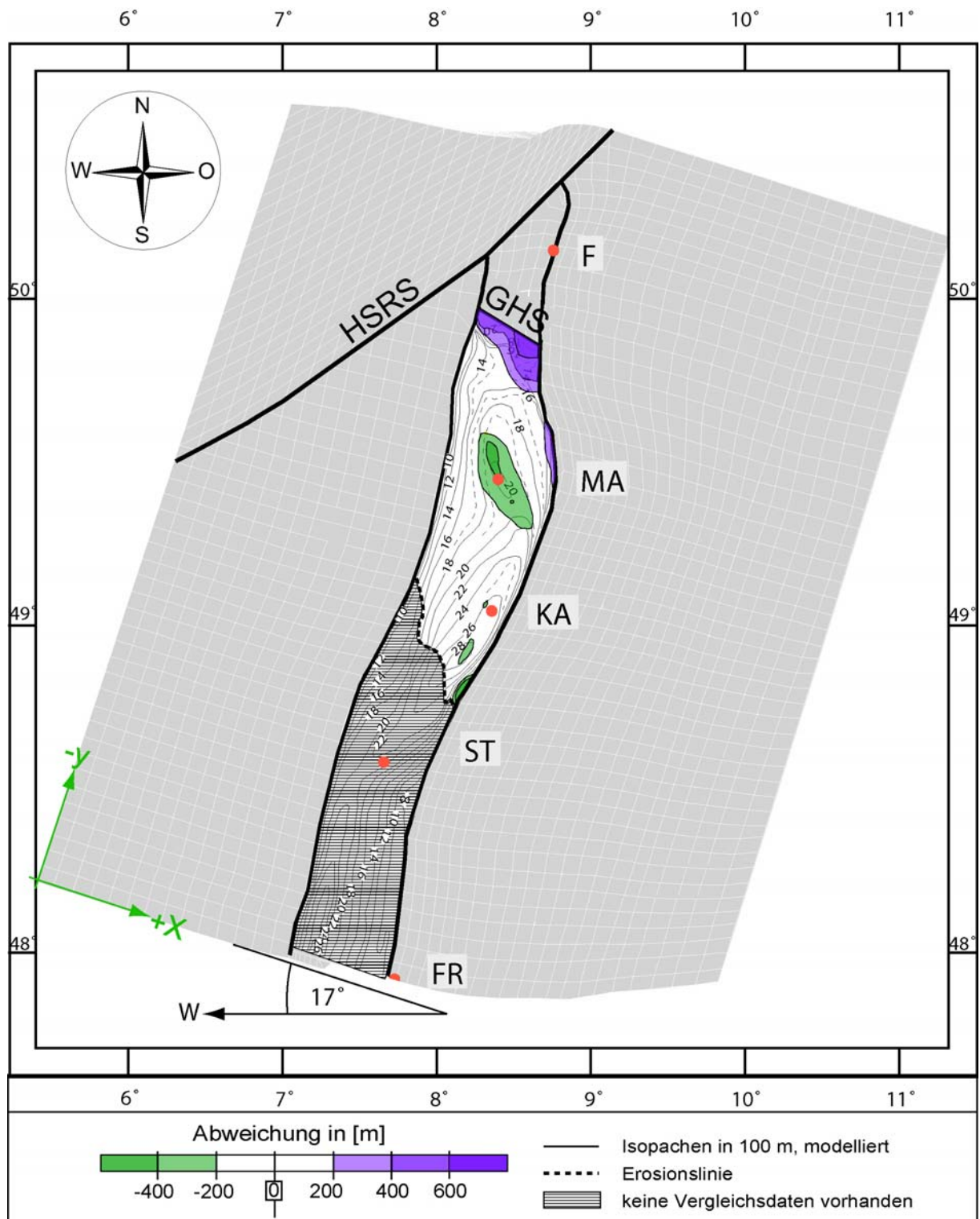


Abb. 7.23: Abweichungen zwischen der modellierten und der realen kumulativen Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppen 1 bis 4 (Pechelbronner Schichten bis Jungtertiär I). Dick konturierte Linien sind die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe des Sedimentationslevels. Südlich der Erosionslinie sind nur die Schichtgruppen 1 und 2 vollständig erhalten. Für dieses Gebiet ist kein Vergleichsdatensatz aus der Dekompaktionsanalyse erhältlich. F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungsszone.

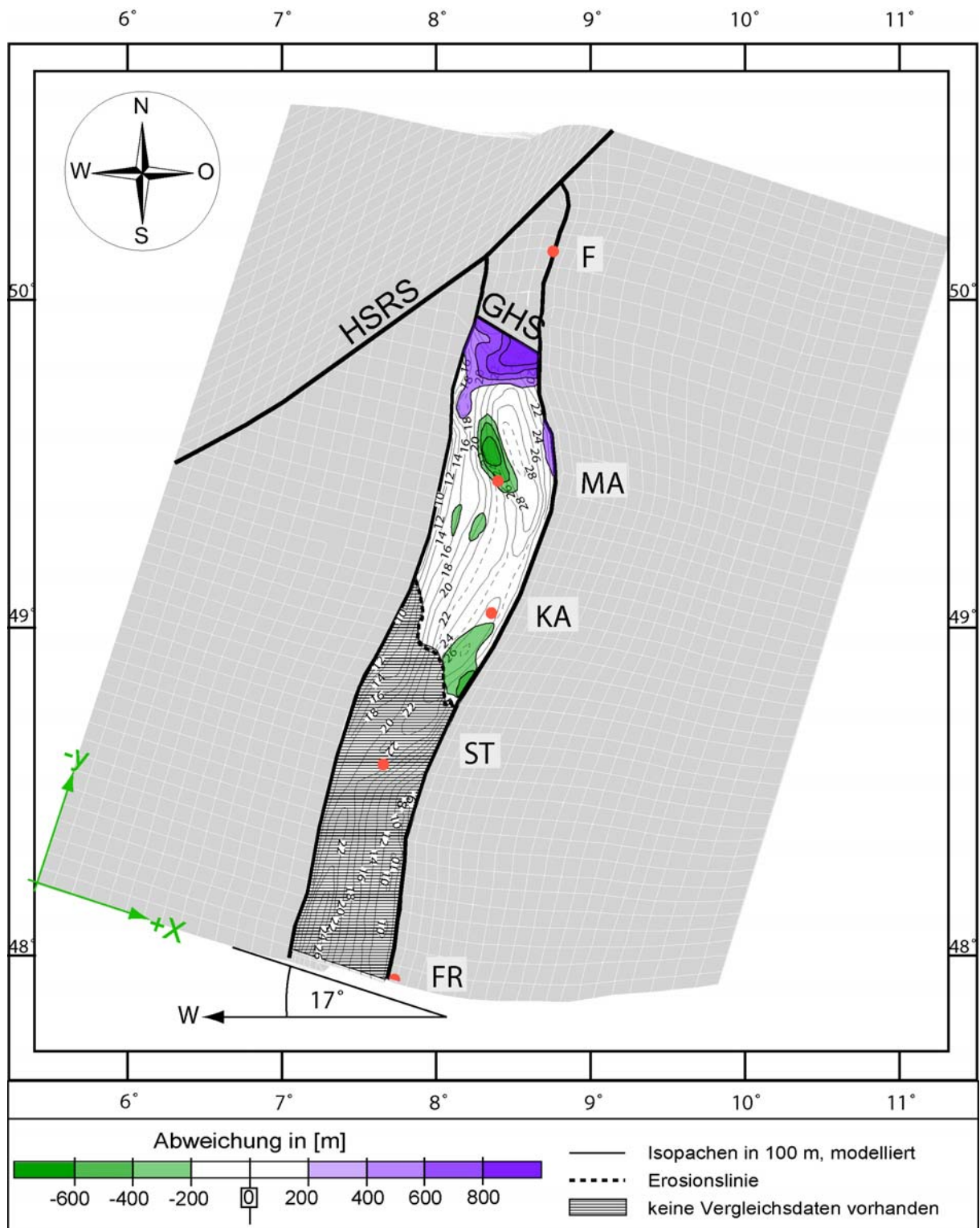


Abb. 7.24: Abweichungen zwischen der modellierten und der realen kumulativen Mächtigkeit nach Ablagerung der Schichtgruppen 1 bis 5 (Pechelbronner Schichten bis Quartär, ungegliedert). Dick konturierte Linien sind die als Kontaktelemente implementierten Störungen auf der Höhe des Sedimentationslevels. Südlich der Erosionslinie sind nur die Schichtgruppen 1 und 2 vollständig erhalten. Für dieses Gebiet ist kein Vergleichsdatensatz aus der Dekompaktionsanalyse erhältlich. F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

7.3.2 Anhebung der Moho

Es besteht ein ungefährender Richtwert von ca. 4 km für die Mohoanhebung im zentralen Grabenabschnitt (Kap. 5.1). Dieser Betrag wird dort in der Modellierung erreicht. Für den südlichen ORG liegt kein Vergleichsmaßstab zugrunde, weil die querende periphere Vorlandaufwölbung der Alpen die Mohotopographie in diesem Gebiet beeinflusst. Im nördlichen Riftsegment treten Diskrepanzen zwischen der modellierten und realen Mohotopographie für die Phasen I und II auf.

In Phase I wird die Abnahme der Mohoaufwölbung in nördlicher Richtung auf Werte von ca. 3 km in Übereinstimmung mit seismischen Refraktionsdaten nach Zeiss et al. (1990) erfaßt. Allerdings verlagert sich die modellierte Scheitellinie der Mohoanhebung mit dem Riftpolaritätswechsel von der östlichen zur westlichen Randstörung, wohingegen nach den seismischen Befunden diese aus dem eigentlichen Grabengebiet nach Osten in Richtung auf die Hanau-Seligenstädter Senke auswandert.

In Phase II erfolgt eine zusätzliche Anhebung der Moho südlich der Gräfenhäuser Störungszone um bis 1000 m in einer NW-SE-Richtung. Weder Betrag noch Richtung werden im nördlichen ORG-Gebiet beobachtet.

7.3.3 Hebung der Grabenschultern

In Abb. 7.25 sind die Modellierungsprognosen den Vergleichsdaten von der östlichen Riftschulter gegenübergestellt. Die Kalkulationen der Phase I zeigen im Rahmen der maximalen Fehlerbreite von ± 150 m eine sehr gute Übereinstimmung in der Abschätzung der oligozänen Hebungsbeträge zwischen den Städten Karlsruhe und Freiburg, wenn das querende känozoische Störungssystem nördlich von Freiburg (Elztalstörung, Kap. 5.2.3) vernachlässigt wird. Zwischen Karlsruhe und dem nördlichen Ende des Kraichgau-Schwerehochs entspricht der Hebungsanteil der Phase I dem Gesamthebungsbetrag während der oberrheinischen Riftentwicklung. Weiter nach Norden liegen die prognostizierten Werte etwas über den Vergleichsdaten, welche dort allerdings aufgrund der Erosion von Grundgebirge in unbekanntem Ausmaß nur Mindestwerte darstellen.

In Phase II finden die kalkulierten Hebungen der östlichen Grabenschulter dominant in nördlichen ORG statt. Dort bestehen nur unsichere Anhaltspunkte über die realen Hebungsbeträge. Lediglich nördlich und südlich von Mannheim liegen vertrauenswürdige Vergleichsdaten vor. In diesem Bereich ist eine markante positive Abweichung der ermittelten Hebungen von tatsächlichen gegeben, die bereits von den Vertikalbewegungen aus Phase I erreicht oder leicht überschritten werden. Die Hebungstendenzen der Phase II finden somit keinerlei Entsprechung in den Vergleichsdaten. Die Mißkalkulation in Bezug auf die Schulteranhebung ist auf einen Abschnitt des nördlichen ORG begrenzt, in dem es auch im benachbarten Grabenblock zu einer Fehleinschätzung der Subsidenzentwicklung und Mohoaufwölbung kommt.

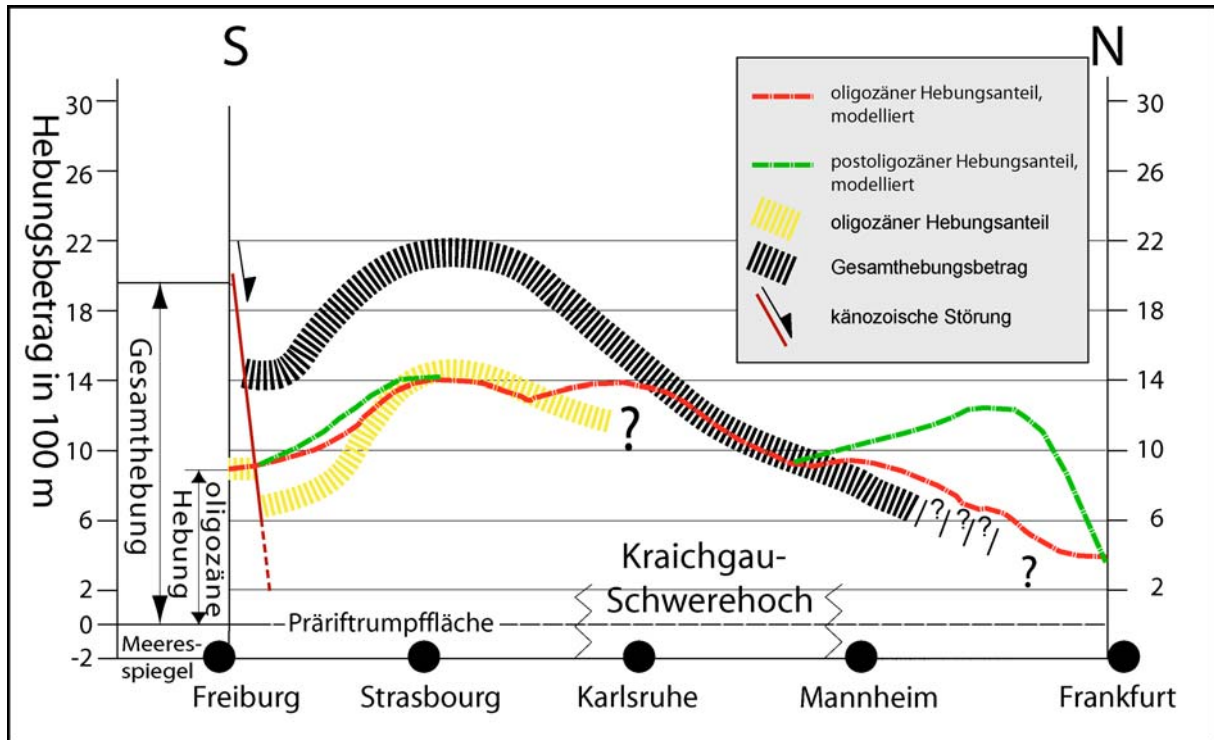


Abb. 7.25: Gegenüberstellung kalkulierter und tatsächlicher Hebungsbeträge am Längsschnitt der östlichen Grabenschulter); Konturstärken der gestrichelten Linien geben Fehlerbreite in der Abschätzung der Hebungsbeträge wieder (gelbe Linie: ± 100 m; schwarze Linie: ± 150 m).

Die Vergleichsdatensätze bieten nur eine Evaluierung der strukturmekanischen Modellierungsprognosen. Eine Bewertung der modellierten thermischen Entwicklung ist nicht möglich, weil potentielle Kalibrierungsdaten entweder nicht hinreichend genau bekannt sind (z. B. Temperatur an der Moho, Kap. 2.4.2) oder in die Modellierung nicht einbezogene Prozesse diese nachhaltig modifizieren (Wärmeflüsse, Temperaturgradienten; Kap. 2.4.1 und 2.4.2)

7.4 Diskussion der Modellierungsergebnisse

7.4.1 Abstimmung der Festigkeitsgradienten

Reibungskoeffizienten auf den Grabenrandstörungen

Die Festlegung eines best fit-Wertepaares von 0.3/0.4 für die Reibungskoeffizienten der Grabenrandstörungen nimmt nur Bezug auf ein Riftquerprofil unter einem Extensionsregime. Die Ausweitung der Parametervariation in die dritte Dimension sowie die riftparallele Translation in Phase II ergeben weitere Argumente für die Anwendung obiger best fit-Werte.

Reibungsgleiten an einer Störung erfolgt, wenn ihre Festigkeit geringer ist als auf jeder Flächenorientierung im umgebenden Kontinuum. Ansonsten wird die Deformation von der Störung in das Kontinuum transferiert. Die Orientierungen der Hauptnormalspannungen und damit die Art des tektonischen Regimes bestimmen die Flächenlage mit der geringsten Reibungsfestigkeit. In Phase II erzeugen die verschiedenen tektonischen Regime eine Fehlorientierung der Randstörungen zu dieser Flächenlage, welche sowohl im Tiefenverlauf als auch in Streichrichtung der Störungen variiert. Da in der Parameterstudie die Festlegung der Störungsgeometrie für ein Extensionsregime erfolgte, ist die höchste Abweichung im transpressiv aktivierten, zentralen Grabensegment zu erwarten. Diese Vermutung wird durch die dortige Kontaktsituation der Randstörungen bestätigt. Werden an beiden Randstörungen entlang dem gesamten Rift die Reibungswerte nur um 0.03 erhöht, tritt im zentralen Riftabschnitt bereits eine teilweise Deaktivierung der Randstörungen auf (Abb. 7.26).

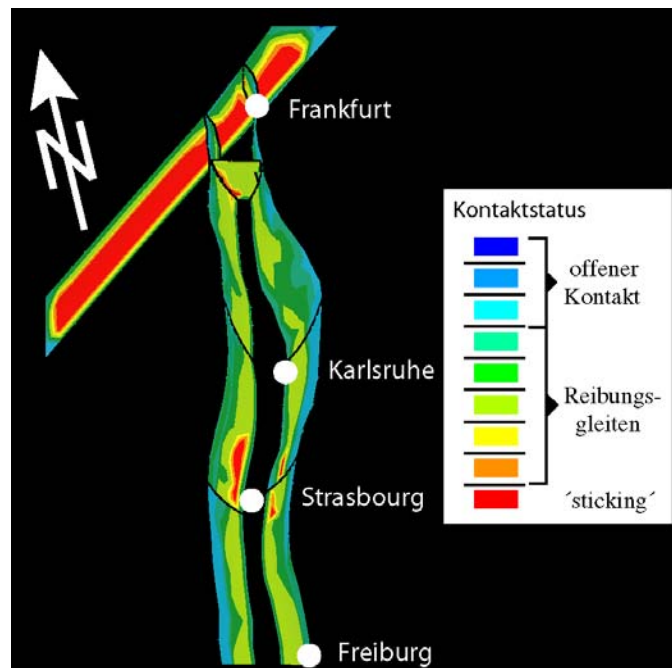


Abb. 7.26: Kontaktverhalten in Phase II, wenn die Randstörungen über ihre gesamte Länge mit einem um 0.03 höheren Reibungskoeffizienten beaufschlagt werden. Die Störungsabschnitte des zentralen Grabenabschnitts zwischen Karlsruhe und Strasbourg werden bei dieser Modifikation bereits teilweise deaktiviert, dargestellt in roter Farbe.

Erreichen die Reibungskoeffizienten durch eine weitere Anhebung um 0.03 Werte von $\mu_a \approx 0.45$ bis 0.50 auf den Zweigstörungsabschnitten, so findet an den Randstörungen und der Gräfenhäuser Störungszone auf ihrer gesamten Länge und Tiefe kein Versatz mehr statt. Die riftparallele Translation in der Phase II wird sodann in den von der Verformungsschwächung betroffenen Grabenblock übertragen. Durch die Deaktivierung der Grabenrandstörungen steht kein Akkommodationsraum

für die Aufnahme der Schichtgruppen 4 und 5 zur Verfügung. Somit gibt die Existenz verschiedener tektonischer Regime im ORG-Gebiet eine obere Grenze um $\mu_a \approx 0.50$ an den Randstörungen vor, um überhaupt eine Sedimentation während der neogenen Blattverschiebungsphase zu ermöglichen.

Eine weitgehende Blockierung der Randverwerfungen erfolgt auch, wenn nur lokal ihre Reibungswerte auf Werte um $\mu_a \geq 0.45$ bis 0.50 erhöht sind. Wird diese Maßnahme im zentralen ORG durchgeführt, werden jegliche Versätze die Störungen im südlichen und zentralen Riftbereich unterbunden. Es bleibt lediglich im nördlichen ORG eine Aktivität der Randstörungen bestehen, weil dort aufgrund des Extensionsregimes deren Tiefenverlauf sich annähernd mit der potentiellen Bruchfläche im umgebenden Kontinuum deckt. Dennoch werden auch in diesem Grabenabschnitt die Lateralversätze bis in den km-Bereich drastisch reduziert, der für eine Akkommodation der Schichtgruppen 4 und 5 bei weitem nicht ausreicht.

Die Randstörungen verflachen sich zur Tiefe hin. In dem transpressiv beanspruchten zentralen ORG nimmt ihre Fehlorientierung zu größeren Tiefen gegenüber der Flächenlage geringster Reibungsfestigkeit des Kontinuums ab. Dennoch beginnt in diesem Grabenabschnitt die Deaktivierung der Randstörungen nicht nahe der Erdoberfläche, sondern in einer Tiefe zwischen 8 und 10 km (Abb. 7.26). Die Ursache für diesen scheinbaren Widerspruch ist der variable Festigkeitskontrast zwischen Störung und Kontinuum entlang ihrem Tiefenverlauf. Die Verformungsschwächung in der Phase I erfaßt in Tiefen von 6 bis 10 km das Kontinuum direkt an der Grabenrandstörung (siehe Abb. 7.19c). Der geringere Festigkeitskontrast zwischen Randstörung und hangendem Kontinuum führt trotz der kleineren Mißorientierung zu einem Verformungstransfer in den Graben, wenn die Reibungskoeffizienten auf der nahen Randstörung von 0.4 auf 0.43 erhöht werden (Abb. 7.27a). In seichteren Krustentiefen ist dagegen das unmittelbare Hangende einer Randstörung nicht von der Verformungsschwächung betroffen (vgl. Abb. 7.19b und 7.19c). Durch den höheren Festigkeitskontrast ist eine höhere Mißorientierung gestattet, bevor eine Ausweitung der Extension in das Hangende erfolgt. Allerdings müssen die Reibungswerte dort nur unwesentlich um weitere 0.02 auf 0.45 erhöht werden, sodaß auch die oberflächennahen Störungssegmente ein blockierendes Verhalten aufweisen (Abb. 7.27b). Die Deaktivierung der Grabenrandstörungen bei Werten um $\mu_a \approx 0.45$ bis 0.50 ist damit nahezu unabhängig von der Existenz und Ausmaß einer Verformungsschwächung.

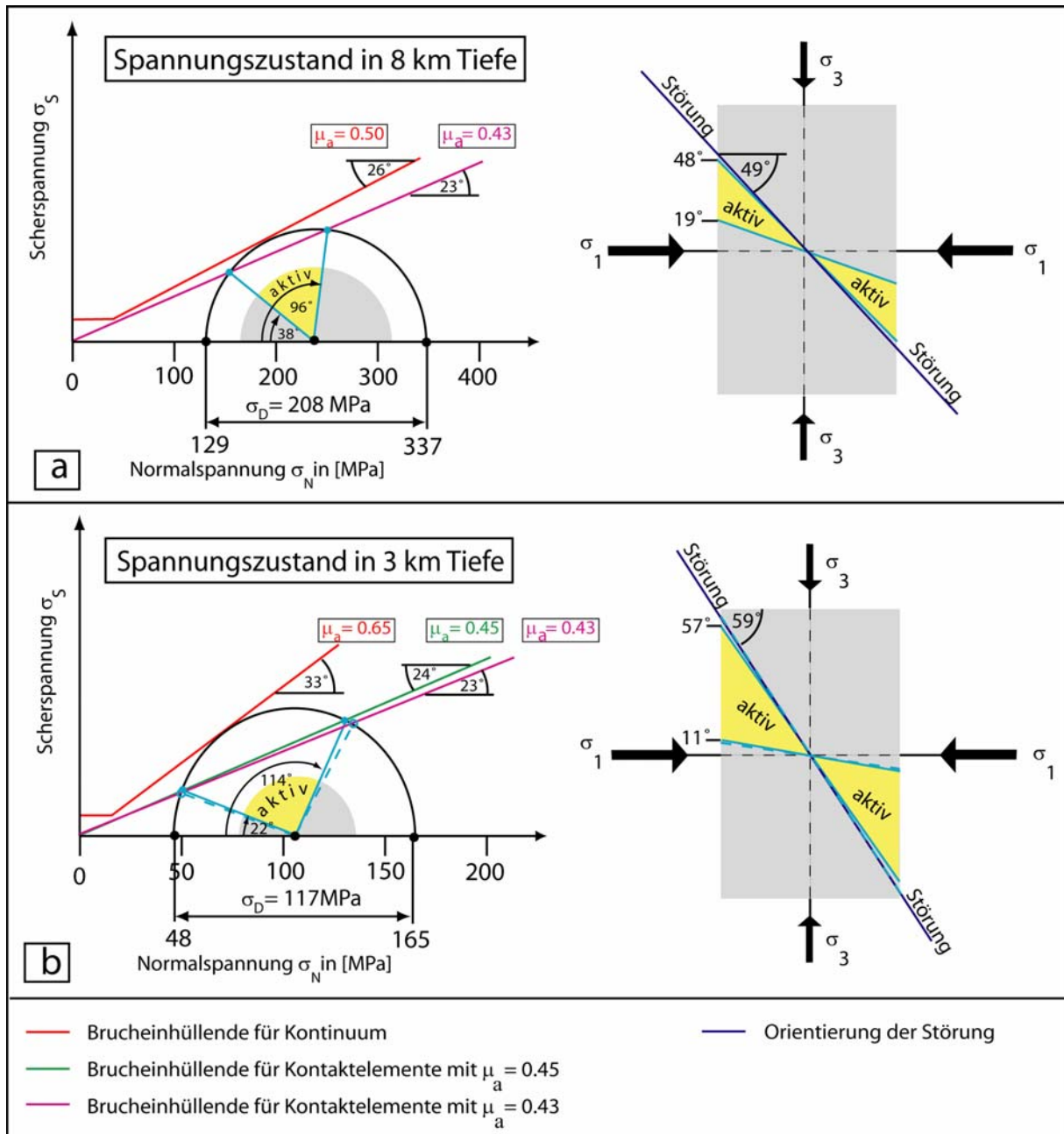


Abb. 7.27: Spannungszustand an einer Grabenrandstörung im Kompressionsregime ($\sigma_1 = \sigma_H$; $\sigma_3 = \sigma_v$) des zentralen ORG. Die Winkelgrenzen, zwischen denen das Einfallen der Störung liegen muß, damit an ihr Gleitung stattfindet, ergibt sich aus jeweils der Hälfte der im Spannungsraum $\sigma_N - \sigma_S$ abgelesenen Winkelbeträge; Ermittlung der Differentialspannungen nach Gl. 4.7.

- a.** Spannungszustand in 8 km Tiefe: Der scheinbare Reibungskoeffizient im Kontinuum beträgt $\mu_a = 0.50$. Für einen Reibungswert von $\mu_a = 0.43$ auf der Störung bleibt diese aktiv, wenn der Einfallswinkel zwischen 19° und 48° liegt. Die Grabenrandstörung weist einen Einfallswinkel von 49° auf und wird in dieser Tiefe deaktiviert.
- b.** Spannungszustand in 3 km Tiefe: Der scheinbare Reibungskoeffizient im Kontinuum beträgt $\mu_a = 0.65$. Bei einem Reibungswert von $\mu_a = 0.45$ auf der Störung bleibt diese mit Einfallswinkeln zwischen 10° und 59° aktiv. Die Grabenrandstörung weist einen Einfallswinkel von 59° auf. Es findet somit Gleitung in 3 km Tiefe statt. Wird der Reibungswert an der Störung auf $\mu_a = 0.45$ erhöht, ist das Aktivitätsintervall auf 11° bis 57° Einfallen begrenzt und die Gleitung an der Störung setzt aus.

Reibungskoeffizienten im Sprödkontinuum

Das FE-Modell weist im Sprödkontinuum des Grabenblocks ebenfalls eine hohe laterale Variabilität in der Größe der Reibungskoeffizienten auf. Die querenden Transferzonen sind mit niedrigeren Koeffizienten ($\mu_a = 0.3$ bis 0.35) als das umgebende Kontinuum versehen. Dieses besitzt von der Verformung abhängige Beträge zwischen $\mu_a = 0.4$ bis 0.65 . Die Nachbildung der Transferzonen mit niedrigen Reibungswerten und der Einsatz der Verformungsschwächung reflektiert nicht eine Beliebigkeit in der numerischen Ergebnisgestaltung. Die Vorabimplementierung der Transferzonen ist durch ihren präexistenten Charakter gerechtfertigt. Mit Verwendung der Verformungsschwächung wird ein Extensionstransfer in die Grabenmitte initiiert. Dieser ist notwendig, um die dortigen Sedimentmächtigkeiten aufzunehmen. Der Extensionstransfer ist außer von den Isopachendarstellungen (DOEBL, 1967, 1970) auch von industrieseismischen Aufzeichnungen der synsedimentären Störungsaktivität im Graben belegt (SCHAD, 1962; MEIER, 1989; LUTZ & CLEINTUAR, 1999). Für die Transferzonen ist die Bemessung der Sprödfestigkeit an die Größe der Reibungskoeffizienten auf den Randstörungen gebunden werden. Eine Lokalisierung der Depozentrenachse in den Transferzonen kann nur erfolgen, wenn ihr Festigkeitsgradient gleich oder etwas niedriger als jene auf den benachbarten Randstörungen sind. Unterschreitungen von $\mu_a \geq 0.1$ deaktivieren dagegen die Randstörungen bereits über weite Grabenbereiche auch für sehr niedrige Reibungswerte von $\mu_a \leq 0.2$. Der gleiche Schwellenwert gilt nach den Ergebnissen der Parameterstudie auch für das Kontinuum außerhalb der Transferzonen (Kap. 6.4.3.3).

Die hohe Veränderlichkeit der Reibungskoeffizienten wird in der Phase II durch den Einsatz verschiedener Festigkeitsgradienten potenziert, weil sich das Blattverschiebungsregime entlang dem ORG in Felder mit unterschiedlichen Störungstypen aufteilt. Es muß im Sprödkontinuum eine Umstellung auf den für das jeweilige Regime geltenden Festigkeitsgradienten durchgeführt werden. Ansonsten besitzen die strukturmechanischen Abläufe keinerlei Realitätsbezug zum Anwendungsfall 'ORG'. Bei zu niedrigen Festigkeitsgradienten tritt an den Randstörungen kein Gleitverhalten auf. Das Modell wird in seiner Gesamtheit deformiert, ohne das Sedimentationsraum geschaffen wird. Bei Einsatz zu hoher Festigkeitsgradienten wird dagegen die Deformation ausschließlich durch Gleitung an den Grabenrandverwerfungen aufgefangen. Die Auswirkungen zu hoch eingestellter Festigkeitsgradienten auf die Mächtigkeitsverhältnisse der Grabensedimente sind ebenfalls gravierend. Im nördlichen ORG des FE-Modells stellt sich während Phase II eine lokale Extension in einem regionalen Blattverschiebungsregime ein. Die Umstellung auf den niedrigeren Festigkeitsgradienten für Abschiebungen reduziert den Festigkeitskontrast zwischen den Grabenrandstörungen und den Grabeninternbereich. Eine Subsidenz erfolgt somit sowohl in der Grabenmitte als auch an den Grabenflanken. Die Depozentrenachse verlagert sich durch transtensionale Reaktivierung der östlichen Grabenrandstörung in ihre Richtung. Sie liegt etwas außermittig zum Riftaxialbereich (Abb. 7.28a). Wird dagegen an jedem Raumpunkt des Sprödreimes der höhere Festigkeitsgradient für Blattverschiebungen beibehalten, wird die Subsidenz durch den hohen Festigkeitskontrast zwischen Kontinuum und Grabenrandstörungen in überragendem Maße zur östlichen Riftflanke verlagert. Die Depozentrenachse verläuft nach Ende der Simulation entlang dem östlichen Grabenrand und im Schnittbereich mit der Gräfenhäuser Störungszone lagern sich außerordentlich hohe Sedimentmächtigkeiten ab (Abb. 7.28b). Die vorgenommene Feldeinteilung in Extensions-, Blattverschiebungs- und Kompressionsregime während der Phase II ist somit imperativ, um überhaupt eine der Realität angenäherte Sedimentanhäufung auch im Riftaxialbereich zu erlauben.

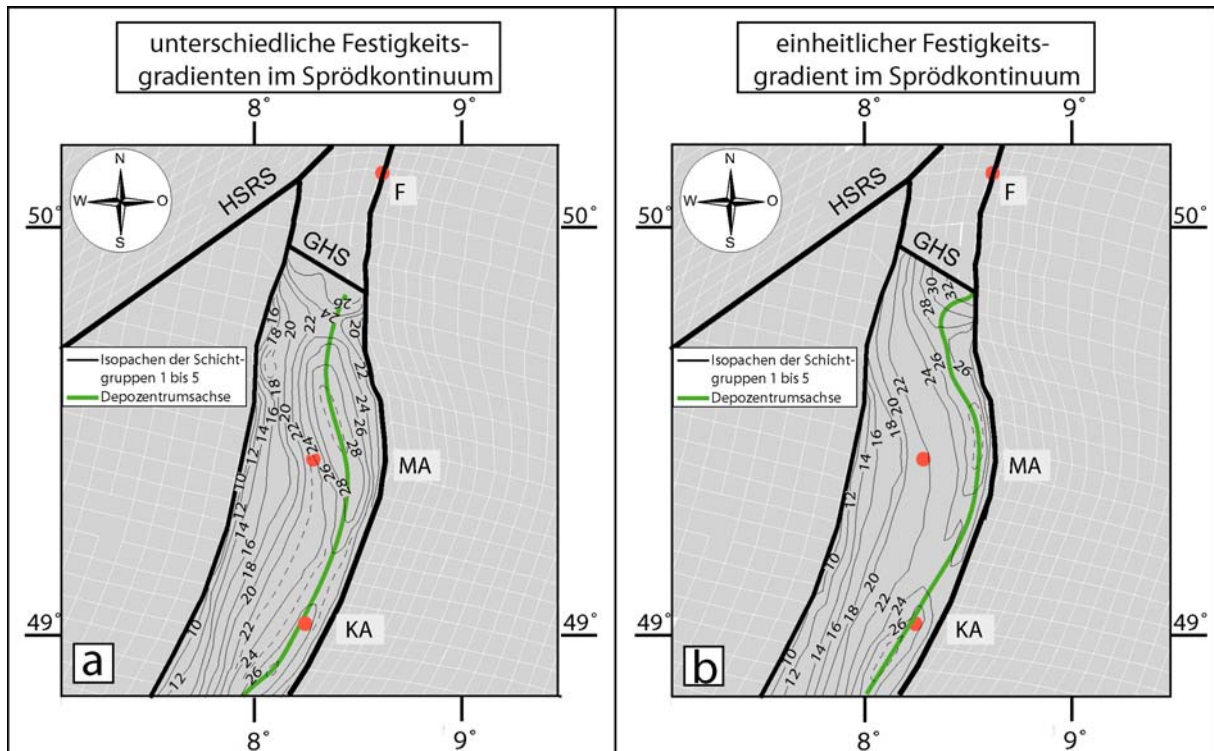


Abb. 7.28: Mächtigkeitsverteilung im nördlichen ORG für verschiedene Festigkeitsgradienten im Sprödkontinuum; Angaben in 100 m; F: Frankfurt; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

- Isopachenverläufe bei Anpassung der Festigkeitsgradienten an das jeweilige Regime: Es liegt grabenintern ein Extensionsregime mit Festigkeitsgradienten < 12 MPa/km vor. Die Subsidenz erfolgt dominant in der Grabenmitte und an der östlichen Riftflanke. Die Depozentrenachse befindet sich etwas östlich des Riftaxialbereichs. Die maximale Versenkungstiefe beträgt ca. 2900 m.
- Isopachenverläufe bei einheitlichem Festigkeitsgradienten von < 18 MPa/km im gesamten Sprödkontinuum: Die Absenkung findet an der östlichen Riftflanke und im Hangenden der GHS statt. Die Depozentrenachse liegt an der östlichen Riftflanke. Man beachte die hohe Mächtigkeit von > 3200 m im Schnittbereich zwischen der GHS und der östlichen Grabenrandstörung

Sprödfestigkeit im ORG-Gebiet

Die thermomechanische Simulation der ORG-Entwicklung weist eine extreme Anpassung des Materialparameters 'Reibungskoeffizient' auf. Diese erwächst nicht aus dem Anspruch nach einer bestmöglichen Übereinstimmung zwischen Modell und Realität. Sie ist erforderlich, um die Kinetik während der jungtertiären ORG-Evolution überhaupt grundlegend wiedergeben zu können. Diese Forderung setzt sehr enge Grenzen für die Größe der Reibungskoeffizienten auf den Grabenrandstörungen, von denen kaum von der oben geschilderten Kombination abgewichen werden darf. Die Ausschlusskriterien zur Festlegung der best fit-Koeffizienten in der Parameterstudie (Kap. 6.7.3) und das heterogene Spannungsmuster während der riftparallelen Translation begrenzen ihre Reibungskoeffizienten auf $\mu_a < 0.50$. Diese Festlegung durch voneinander unabhängige Evaluierungskriterien reflektiert ein hohes Maß an Wirklichkeitsnähe in der numerischen Nachbildung der ORG-Evolution. Die Festigkeitsverhältnisse im Kontinuum müssen an den Reibungskoeffizienten der Randstörungen ausgerichtet werden, um die Realitätstreue aufrechtzuerhalten. Die Modellierungsergebnisse zeigen, daß eine örtliche Spannungsperturbation gegebenenfalls in Verbindung mit einer lokalen Abweichung von den obigen Festigkeitsverhältnissen bereits signifikante Konsequenzen für die tektonosedimentäre Evolution in anderen Grabenbereichen haben kann.

7.4.2 Ursachen für Fehlkalkulationen

7.4.2.1 Fehlkalkulationen im nördlichen ORG

Die thermomechanische Simulation rekonstruiert für große Bereiche des südlichen und zentralen ORG die Subsidenzentwicklung im Becken, die Anhebung der Grabenschultern und die Aufwölbung der Moho. Im nördlichen Grabensegment weichen die Modellierungsprognosen von allen drei Vergleichsmaßstäben teilweise signifikant ab. Einer Variation der primären Einflußfaktoren 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang', um den Fehlkalkulationen abzuweichen, sind sehr enge Grenzen gesetzt (Kap. 7.4.1). Dies und die befriedigende Übereinstimmung zwischen Modell und Natur für den Rest des FE-Modells weisen auf eine unzureichende numerische Berücksichtigung von Schwächezonen aus der nördlichen ORG-Region hin.

Grabeninternes Strukturinventar

Es werden in Phase I für die Transferzone des nördlichen Riftabschnitts zu geringe Sedimentmächtigkeiten bei Ablagerung jeder Schichtgruppe ermittelt. Der Fehlkalkulation kann nicht durch eine weitere Festigkeitsreduktion in der Transferzone oder eine höhere horizontale Extension abgeholfen werden. Geringere Festigkeiten führen lediglich zu einer Verschiebung der Sedimentakkumulation in die Transferzone. Außerhalb der Zone werden die Sedimentmächtigkeiten unterbewertet. Des weiteren würden die Randstörungen durch den Kontakt mit der geringsten Transferzone in Phase II nahezu über ihre gesamte Länge deaktiviert. Eine Zunahme des Extensionsbetrages im nördlichen ORG steigert zwar den Akkommodationsraum. Sie führt allerdings zu einer Überschätzung der Schulterhebungen sowie der Mohoaufwölbung.

Das Ausmaß der Verformungskonzentration auf diskrete Scherzonen und damit der Versatz zwischen Blöcken ist im Kontinuum von der Netzdichte abhängig. Im nördlichen ORG vollzieht sich die Verlagerung der Depozentrenachse in Phase I vorwiegend im Hangenden der NW-SE-streichenden Ludwigshafener-Mannheimer Störungszone (Lage siehe Abb. 2.10) mit Vertikalversätzen von über 1000 m. Dieser hohe grabeninterne Versatzbetrag kann nicht mit der zur Verfügung stehenden Netzdichte des FE-Modells aufgelöst werden. Eine mögliche Abhilfe für die Fehlkalkulation bietet die Einbindung der Transferzone über Kontaktelemente. Diese Vorgehensweise ist statthaft, weil die NW-SE-streichenden Verwerfungen zu Beginn des känozoischen riftings bereits angelegt waren. Dem Einsatz der Kontaktelemente stehen allerdings eine nicht akzeptable Potenzierung der Rechenlaufzeit sowie ein unverhältnismäßiger Programmieraufwand für deren Implementierung entgegen. Von der aufwendigen Generierung des FE-Netz, indem der Ort für jeden einzelnen Elementknoten vorgegeben wird, darf jedoch nicht abgewichen werden, um ein hinreichendes Auflösungsvermögen der numerischen Berechnungen zum Abgleich mit den Kalibrierungsdaten zu erhalten.

Im Hangenden der Gräfenhäuser Störungszone werden die Mächtigkeiten aller Schichtgruppen überschätzt. Die Verwerfung ist nicht in der best fit-Approximation für die Reibungskoeffizienten bei den Parametervariationen enthalten. Das Zuviel an Sedimenten kann beseitigt werden, wenn in der Extensionsperiode I für den Reibungskoeffizienten auf der Verwerfung anstatt für den willkürlich gewählten Wert von $\mu_a = 0.4$ Beträge von ca. 0.45 verwendet werden. Mit dem Übergang in die Blattverschiebungsphase II ist jedoch eine Reduktion auf den Wert von 0.4 erforderlich, um die Mächtigkeitsverteilung der Schichtgruppen 4 und 5 nachzubilden. Ansonsten konzentriert sich die Akkumulation von Sedimenten fast ausschließlich auf das Hangende der östlichen Grabenrand-

störung und die NW-SE ausgerichteten Isopachenverläufe beider Schichtgruppen werden nicht rekonstruiert. Solch eine abrupte Werteänderung des Reibungskoeffizienten ist an realen Schwäche-zonen zwar möglich, um den Fehlkalkulationen abzuhelpen (BLANPIED et al., 1995). Es reflektiert jedoch nicht ihr langzeitliches Gleitverhalten (Kap. 4.2.1.1). Vielmehr ist in zukünftigen Lösungs-entwicklungen eine Evolution des Reibungskoeffizienten auf der Gräfenhäuser Störungszone denk-bar. Sie führt ausgehend von dem Hintergrundwert $\mu_a \approx 0.45$ in Phase I mit steigendem Versatz auf den Betrag von $\mu_a = 0.40$ in der Periode II.

Das von Fehlkalkulationen betroffene Gebiet südlich der Gräfenhäuser Störungszone greift in der Blattverschiebungsphase entlang der westlichen Randstörung weit nach Süden aus (siehe Abb. 7.24). Bis in die Umgebung der Stadt Nierstein sind die kalkulierten Mächtigkeiten höher als jene aus der Dekompaktionsanalyse. In den Isopachendarstellungen von DOEBL (1967) zeichnet sich dieses Gebiet durch hohe Mächtigkeiten der jungtertiären Abfolgen aus. Das Depozentrum wurde jedoch aufgrund ihres lokalen Charakters nicht in der Dekompaktionsanalyse berücksichtigt (siehe Anhang 2 Abb. II). Der Verlauf der westlichen Randverwerfung in der initialen Modellgeometrie wurde dementsprechend geglättet. Während der Modellierung bildet sich jedoch der Verlauf der westlichen Randstörung heraus, der rezent dort tatsächlich vorliegt. Eine leichte Biegung der Störung zu Modellierungsbeginn wird im Zuge des regionalen Blattverschiebungsregimes der Phase II akzentuiert und das Störungssegment in eine ungefähre N-S-Richtung rotiert (Abb. 7.29). Der Abschnitt wird transtensional beansprucht, im Hangenden entsteht ein lokales Mächtigkeitsmaximum. Das großmaßstäbliche Grabenmodell kann folglich durchaus lokale Mächtigkeitsverhältnisse während des Blattverschiebungsregimes rekonstruieren. Die Fehlkalkulation ist demnach in der Un-genauigkeit der kompaktionsgeschichtlichen Abwicklung, aber nicht in den numerischen Kalkulationen zu suchen. Das Fallbeispiel unterstreicht den herausragenden Einfluß, den der Störungsver-lauf in einem Blattverschiebungsregime auf die örtliche Grabensubsidenz hat.

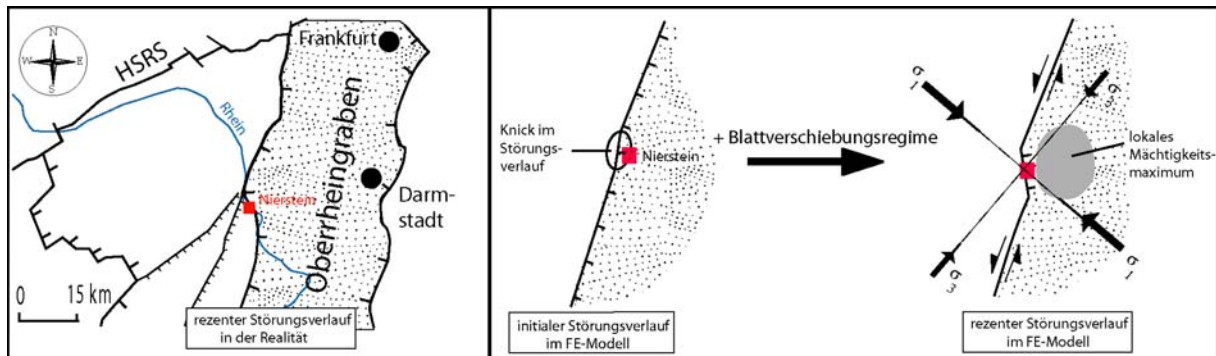


Abb. 7.29: Prinzipskizze zur Kinematik an der westlichen Randverwerfung in der Umgebung der Stadt Nierstein.

In der initialen Modellgeometrie weist ein Störungssegment nahe Nierstein eine von der Streichrichtung des ORG geringfügig abweichende Orientierung auf. Durch das Blattverschiebungsregime in Phase II wird der Störungsabschnitt in eine ungefähre NNW-SSE-Ausrichtung rotiert und somit transtensional beansprucht. Im Hangenden akkumulieren Grabensedimente hoher Mächtigkeit (graue Fläche).

Strukturinventar der Grabenschultern

Es wird eine Berücksichtigung weiterer grabeninterner Scherzonen und eine zeitliche Variabilität ihrer Reibungskoeffizienten vorgeschlagen, um den lokalen Fehleinschätzungen der Sediment-mächtigkeiten abzuhelpen. Im nördlichen ORG sind jedoch auch die Mohoaufwölbung und die Anhebung der östlichen Riftflanke während der Phase II nicht aus den Vergleichsdaten ableitbar.

Für eine Beseitigung dieser regionalen Fehlkalkulationen rücken damit Störungssysteme beider Schulterregionen in den Vordergrund.

In Phase II wird die Mächtigkeitsverteilung für die Einheiten 4 und 5 bis auf die bereits zuvor von Fehlkalkulationen betroffenen Gebiete korrekt wiedergegeben. Der richtig kalkulierten Grabensubsidenz steht jedoch eine Anhebung der östlichen Riftschulter gegenüber, die aus den Felddaten nicht ersichtlich ist. Die Grabenflanke wurde ebenfalls an präexistenten Störungen gedehnt (Kap. 2.5.2). Die Extension an den Störungen begann im Laufe des Chatt (GOLWER, 1968). Sie wurden im Zuge der frühmiozänen Reorganisation des Spannungsfeldes deaktiviert (DIEDERICH, 1987). Somit unterlag die Riftschulter in der ausgehenden Phase I, aber nicht in der Phase II nach Umstellung des Spannungsfeldes der Extension. Da die Störungen nicht in das FE-Modell eingebunden sind, kann in der Folge mit hoher Wahrscheinlichkeit davon ausgegangen werden, daß eine Fehlkalkulation in Bezug auf das Hebungsmaß für die Phase I vorliegt. In Abb. 7.25 ist demnach der geringe Unterschied zwischen dem errechneten Schulteraufstieg für die Phase I und dem tatsächlichen Mindesthebungsbetrag als zufällig zu betrachten. Das kalkulierte Hebungsmaß in Phase II entspricht eher den realen Geschehnissen, zumal für diese Periode die Akkumulation hoher Mächtigkeiten direkt an der Grabenflanke exakt nachgebildet werden konnte.

Der Vergleich zwischen Modellierungs- und Felddaten bezüglich des Schulteraufstiegs geschieht für ein Schulterlängsprofil am unmittelbaren Grabenrandbereich. Die Schwächezonen folgen erst in weiterer Entfernung zum ORG. Dort sind neben der noch nicht gelungenen Erfassung aller relevanten Schwächezonen auch die Einfallsrichtungen der bekannten Störungen noch Gegenstand wissenschaftlicher Diskussion (vgl. BECKSMANN, 1969; BACKHAUS, 1987). Damit ist die strukturelle Position der grabenwärtigen Riftflanke zu diesem Abschiebungssystem nicht geklärt. In der Simulation übertrifft die errechnete Gesamthebung aus den Phasen I und II die tatsächlichen Mindesthebungsbeträge bei weitem. Ein Abbau dieser hohen Differenz kann nur erfolgen, wenn sich der Grabenrandbereich sich im Hangenden von dominant westfallenden Abschiebungen befindet. Bei einem entgegengesetzten Einfallen entspräche der Grabenrandbereich einer strukturellen Hochposition, welche einer weiteren Anhebung unterläge. Die Studie gibt somit eine Präferenz für die vorherrschende Einfallsrichtung der Störungen nach Westen. Ihre Einbindung in eine numerische Modellierung ist dennoch nicht möglich, weil neben einer lückenhaften Aufnahme dieses Strukturinventars auch keine Kenntnisse über deren Reibungskoeffizienten und Störungstiefgang bestehen. Beide Eingangsgrößen bestimmen nach den Ergebnissen der Parameterstudie im ORG-Gebiet aber wesentlich das Hebungsmaß der Riftflanken und die Grabensubsidenz.

Die Simulation gibt unter dem ORG den Abstieg der Moho und die Zunahme ihrer Breite von Süden nach Norden wieder. Es werden die Lage der axialen Mohoanhebung und ihr Anhebungsbetrag während der Phase II unzutreffend eingeschätzt. Die Mohohochlage verläuft in Richtung auf die von Dehnung betroffene östliche Riftflanke mit der Hanau-Seligenstädter Senke (siehe Abb. 5.1), wohingegen in der Modellierung die Grabenachse an der Moho weiter westlich positioniert wird. Die Diskrepanz zwischen Realität und Simulation darf allerdings nicht ohne weiteres auf die fehlende Einbindung der dortigen Störungen zurückgeführt werden. Es ist westlich des ORG mit dem Mainzer Becken ein weiteres känozoisches Senkungsfeld erschlossen, für das ebenso ein Einfluß auf die Mohotopographie im nördlichen ORG-Gebiet vermutet werden darf und bisher nicht in der Simulation berücksichtigt ist.

7.4.2.2 Fehlkalkulationen im zentralen ORG

Im Gegensatz zum nördlichen und südlichen ORG treten im zentralen Grabenabschnitt erst im Blattverschiebungsregime der Phase II Diskrepanzen zwischen den Modellierungsergebnissen und den Vergleichsdaten auf. Die Abweichungen beschränken sich auf die Grabensubsidenz in Nachbarschaft zu den beiden Randstörungen. In der Dekompaktionsanalyse des Kap. 5.3 ist die vermutete erodierte Gesteinssäule in diesem Riftabschnitt nach den Vorgaben von ROLL (1979) eingebunden, wohingegen der zentrale ORG in der Modellierung gebietsweise angehoben wird. Die Simulation gibt mit der Inversion des zentralen ORG bei gleichzeitiger Sedimentation im nördlichen Grabenabschnitt durchaus einen Ausschnitt aus der jungtertiären Grabenentwicklung in ihren grundlegenden Zügen wieder (Kap. 2.6.3). Der sich mehrmals wiederholende Wechsel aus Abtragung und Sedimentation im zentralen Riftsegment liegt allerdings außerhalb dem Zielaspekt der Studie. Der Zielvorgabe wird mit der Rekonstruktion der signifikanten Mächtigkeitsakkumulation im nördlichen ORG und der korrekten Bestimmung der dortigen Blattverschiebungsbeträge hinreichend entsprochen.

Die Modellierungsergebnisse heben die außerordentliche Sensibilität des Sedimentationsgeschehens gegenüber der Orientierung der Grabenrandstörungen zum äußeren Spannungsfeld hervor (Kap. 7.4.1 und Abb. 7.29). Als Ursache für den Zyklus aus Sedimentation und Abtragung kommen somit bereits geringfügige Änderungen in der Ausrichtung der Hauptnormalspannungen in Betracht. Das Wechselspiel zwischen dem verfügbaren Akkommodationsraum und der Sedimentanlieferung wird des weiteren von der Lage des Sedimentationslevels beeinflusst. Dieser kann aufgrund der isolierten Lage des oberrheinischen Sedimentationsraumes zur Zeit des Jungtertiärs nicht bestimmt werden (Kap. 4.4.4.1). In der Modellierung wurde ein Wert von 100 m ü NN für alle Riftsegmente verwendet. Zumindest die rezente Sedimentation findet jedoch auf einer von Süden nach Norden sowie von den Flanken zum Graben hin absteigenden Erdoberfläche statt. Die mangelhafte Bestimmungsmöglichkeit des Sedimentationsniveaus für die geologische Vergangenheit verhindert bis auf weiteres eine zielgerichtete Ursachenforschung für den Zyklus aus Sedimentation und Abtragung auf Basis numerischen Studien.

7.4.2.3 Fehlkalkulationen im südlichen ORG

Für den südlichen ORG fungieren die Heraushebung der östlichen Grabenschulter und die kompaktionsgeschichtliche Entwicklung der Schichtgruppen 1 und 2 als quantitative Vergleichsmaßstäbe. Während die numerisch ermittelten Beträge für den Aufstieg der Riftflanke den realen Verhältnissen entsprechen, weicht die Rekonstruktion der Subsidenzentwicklung gebietsweise für beide Schichtgruppen vom Datensatz aus der Dekompaktionsanalyse ab. Nach Ablagerung der Schichtgruppe 2 werden in zwei Zonen unterschiedlicher Streichrichtung die kumulativen Mächtigkeiten überschätzt. Es liegt vermutlich keine singuläre Ursache für die Diskrepanzen vor.

Eine Zone mit zu hohen Mächtigkeiten erstreckt sich südlich der Stadt Strasbourg in einer ENE-WSW-Richtung. Die Isopachendarstellungen von DOEBL (1970) weisen dieses Gebiet als eine Hochposition aus, welche nach den kompaktionsanalytischen Daten dieser Arbeit (Anhang 2 und Abb. 5.6) als das Liegende einer den ORG querenden Transferstörung aufzufassen ist. In der Simulation geschah die Umsetzung dieses Lineaments durch Implementierung von Kontinuums-

elementen mit kleinerer Grenzspannung σ_y im elastoplastischen Regime (siehe Abb. 7.2b). Diese Vorgehensweise ermöglicht zwar die bedeutende Sedimentakkumulation in der nördlich sich anschließenden Tiefscholle. Sie unterbindet jedoch die relative Anhebung des südlich gelegenen Liegenden zu einer Schwelle mit reduzierten Sedimentmächtigkeiten. Eine mögliche Abhilfe der Fehlkalkulation stellt in zukünftigen Lösungsentwicklungen die Einbindung der Transferstörung in Form von Kontaktelementen dar.

Eine weitere Zone mit zu hohen Mächtigkeiten begleitet die östliche Grabenflanke zwischen den Städten Freiburg und Strasbourg in einer ungefähren NNE-SSW-Orientierung. Sie ist deckungsgleich mit einer als Offenburger Platte (vgl. BREYER, 1974; ROLL, 1979) bezeichneten Grabenrandscholle, die nur fleckenhaft Sedimente der Schichtgruppen 1 und 2 aufweist. Es liegen keine Angaben über den Kompaktionsgrad der dortigen Einheiten vor, sodaß Aussagen über ihre erosive Entfernung oder Nichtablagerung beider Schichteinheiten nicht erzielt werden können. Zumindest im sich südlich anschließenden Kaiserstuhlgebirge blieben Verbände der Schichtgruppe 1 (Pechelbronner Schichten) vor Abtragung geschützt (GROSCHOPF et al., 1996). Diese Beobachtung ist in Verbindung mit der korrekten Wiedergabe der Schulteranhebung als ein Indiz zu werten, daß die Offenburger Platte von Einheiten beider Schichtgruppen flächenhaft und signifikanter Mächtigkeit bedeckt war. Die Überschätzung der dortigen Sedimentmächtigkeiten ist somit vermutlich nur artifizieller Natur.

7.4.3 Rezente Kinematik und Spannungsfeld

Kinematik und Spannungsfeld in der Oberkruste

Die Modellierung gibt auf qualitativer Ebene das rezente Spannungsmuster in der Oberkruste des ORG-Gebietes wieder (Kap. 2.6.1.2). Das Rift weist mit den mechanischen Eigenschaften der als Kontaktelemente nachgebildeten Störungen und des Kontinuums wie in der Realität kein autonomes Spannungsfeld auf. Die kalkulierte Ausrichtung der Hauptnormalspannung σ_H in NW-SE-Ausrichtung deckt sich mit den Befunden aus Herdflächenlösungen und sonstigen Methoden zur Ermittlung der Spannungsorientierungen (vgl. SCHMIDT, 1981; MÜLLER et al., 1992; DELOUIS et al., 1993; GÖLKE & COBLENTZ, 1996). Lediglich an Abschnitten des zentralen ORG wird eine WNW-ESE-Orientierung von σ_H errechnet. Eine lokale Datenbasis für die Überprüfung dieser Prognose liegt nicht vor. Die nach BECKER & PALADINI (1990) im Übergang Schweizer Jura – südlicher ORG vorliegende NNW-SSE-Orientierung der Hauptnormalspannung σ_H befindet sich bereits außerhalb des FE-Modells.

Die Simulation enthält nicht die Abnahme der Größe σ_H von Süden nach Norden. Als Ursachen für ihre regionale Variation werden die Platznahme eines Manteldiapirs nördlich des ORG und die destruktive Interferenz zwischen kollisionsinduzierten Spannungen im Alpenraum und der flexurellen Beanspruchung des nördlichen Vorfeldes angeführt (BECKER & PALADINI, 1990; GARCIA-CASTELLANOS et al., 2000). Beide Prozesse sind nicht in die Simulation eingebunden.

Die Modellierung bildet die verschiedenen tektonischen Regime im Streichen des ORG in Übereinstimmung mit geophysikalischen und strukturanalytischen Ergebnissen ab (vgl. LARROQUE & LAURENT, 1988; PLENEFISH & BONJER, 1997). Der räumliche Übergang zwischen diesen unterschiedlichen Domänen ist in der Modellierung vor allem an die relative Orientierung des Strukturinventars zur konstanten Ausrichtung der Hauptnormalspannung σ_H gebunden. Die unge-

fähre NNE-SSW-Ausrichtung des südlichen ORG ruft dort ein Blattverschiebungsregime hervor. Durch die NE-SW-Orientierung des zentralen Segments ist dieser einer transpressiven Reaktivierung unterworfen. Im nördlichen ORG zeigt die östliche Grabenflanke durch ihre N-S-Streichrichtung einen transtensionalen Charakter, wohingegen auf der westlichen Riftseite durch deren NNE-SSW-Orientierung horizontale Translationen überwiegen. Im Hangenden der querenden Gräfenhäuser Störungszone liegt, vermutlich unterstützt durch die sedimentäre Auflast, ein Extensionsregime vor. Die Modellierungsergebnisse zeigen somit im Gegensatz zur Auffassung von CAREY-GAILHARDIS & MERCIER (1992), daß die regionale Abnahme der Hauptnormalspannung σ_H von Süd nach Nord nicht ursächlich für das Auftreten eines Extensions- bzw. Transensionsregimes im nördlichen ORG ist. Ferner unterstreichen die Berechnungen die Vermutung von AHORNER (1983) und DELOUIS et al. (1993), daß Herdflächenlösungen von Abschiebungen im nördlichen ORG dem dortigen, NW-SE-streichenden Strukturinventar zuzuordnen sind.

Die numerischen Ergebnisse erklären nicht die rezente seismische Aktivität der HSRS. Sie agiert als eine Schägabschiebung mit dextralem Bewegungssinn bis in Tiefen von 15 km (AHORNER & MURAWSKI, 1975). Im FE-Modell findet in beiden Phasen aktiver Geschwindigkeitsrandbedingungen kein Versatz an der HSRS statt. Auch bei Beaufschlagung von sehr niedrigen Reibungskoeffizienten $\mu_a < 0.2$ anstatt 0.4 kann kein Reibungsgleiten im Bereich der stark gekrümmten Störungssegmente der mittleren und tieferen Oberkruste hervorgerufen werden. Als Erklärung für die rezente Abschiebungstätigkeit der HSRS kann vermutlich das überregionale Extensionsregime dienen, welches sich nördlich des ORG im Zuge des dortigen Manteldiapirismus anschließt.

Kinematik und Spannungsfeld in Unterkruste und Mantel

In der Unterkruste und im Mantel des FE-Modells vollzieht sich durch das Fehlen geneigter Diskontinuitäten eine Deformation im pure shear-Modus mit einer uniformen Spannungsverteilung. Die einheitliche NW-SE-Ausrichtung der Hauptnormalspannung σ_H ist durch die Orientierung der Geschwindigkeitsrandbedingungen vorgegeben. Als Vergleichsdaten für die Spannungsverformungsverteilung in den tieferen lithologischen Abteilen können generell Herdflächenlösungen von Erdbeben und Anisotropiestudien von seismischen Scherwellen verwendet werden. Für das ORG-Gebiet werden zwar im südlichen ORG mantellithosphärische Anisotropien in den Scherwellenaufzeichnungen beobachtet. Ihr Einsatz für die Kalibrierung der Modellierungsergebnisse scheidet allerdings aus, weil die Entstehung der Anisotropien in der von mehreren orogenen Phasen und von rifting erfaßten ORG-Region nicht einem tektonischen Ereignis zugeordnet werden kann (LOPEZ CARDOSO, 2004).

Herdflächenlösungen von Erdbeben in Tiefen größer als 15 km treten im vom FE-Modell eingenommenen Teil des ORG-Gebietes nur an seinem südlichen Ende auf. Der Grabenabschnitt zwischen Freiburg und Basel, der Schweizer Jura und das nordalpine Molassebecken werden unterhalb einer seismischen Lücke in 15 bis 20 km Tiefe noch von Beben bis nahe der Moho in ca. 30 km Tiefe erfaßt (DEICHMANN, 1992). Dort wird das oberkrustale Blattverschiebungsregime von einem Extensionsregime im unterkrustalen Bereich abgelöst (MAYER et al., 1997; PLENEFISH & BONJER, 1997; STANGE & STREHLAU, 2005). Diese vertikale Variation in den Herdmechanismen belegt in Übereinstimmung mit den Modellierungsprognosen, daß vor allem die Oberkruste als Transmitter von Plattenrandspannungen wirkt. Allerdings zeigt die Existenz der tiefen Erdbeben auch eine Diskrepanz zwischen den realen und modellierten neotektonischen Abläufen in der Unterkruste auf. Es wird für das gesamte ORG-Gebiet unterhalb der maximalen Tiefe lokalisiert-spröder Defor-

mation von ca. 15 km eine raumgreifend-viskose Materialreaktion prognostiziert. Nach den Resultaten der Parameterstudie hängt der Deformationstyp nicht von der Wahl der Kriechparameter für das unterkrustale Material ab (Kap. 6.5 und 6.7.2). Ein Lösungsansatz zur Beseitigung der Fehlkalkulation ist demnach in erster Linie in einer Modifikation der mechanischen Randbedingung zu suchen. Die Prozesse, welche die tiefen Erdbeben verursachen und damit eine Änderung der Randbedingung rechtfertigen, sind jedoch nicht bekannt. Eine Reihe von Erklärungsansätzen basieren auf dem Wirken flexurell-isostatischer Ausgleichsprozesse aus der Interaktion zwischen dem Alpenorogen und dem nördlichen Vorland (vgl. STANGE & STREHLAU, 2005). Eine differentielle Bewegung zwischen Ober- und Unterkruste sowie zwischen Unterkruste und Mantel entlang von hohen Verformungsintensitäten begleitenden Entkopplungshorizonten werden ebenfalls vorgeschlagen (CAREY-GAILHARDIS & MERCIER, 1992; MÜLLER et al., 1997).

7.4.4 Kinematik und Spannungsfeld im Tertiär

Kinematik und Spannungsfeld im Jungtertiär

In der Simulation werden die quartären Ablagerungen zu den jungtertiären Grabensedimenten zugeschlagen. Der zwischenzeitliche Hiatus wird nicht berücksichtigt. Der Akkommodationsraum für die quartäre Einheit resultiert in der Modellierung vor allem aus der Kompaktion älterer Formationen. Die Studie rekonstruiert bis auf das von der Hebung betroffene Gebiet des zentralen ORG die Ablagerung der jungtertiären Riftsedimente für ein Spannungs- und Bewegungsfeld, das der rezenten Kinematik und Spannungsverteilung im ORG-Gebiet ähnelt. Somit erhärten die Modellierungsergebnisse die Vermutung aller geodynamischen Modellvorstellungen zur ORG-Evolution (Kap. 2.6.1), daß im Jungtertiär und Quartär keine grundlegende Reorganisation des regionalen Spannungsfeldes im ORG-Gebiet auftrat. Diese Folgerung kann allerdings nur für die Zeit der Sedimentation zwischen Aquitan und dem Serraval sowie mit dem Beginn des Quartärs aufrechterhalten werden. Für den Schichtausfall in dem dazwischen liegenden Zeitraum liefert die Studie keine Informationen über die tektonosedimentären Abläufe in der ORG-Region.

Blattverschiebungsbewegungen während riftsenkrechter Extension

In Phase I treten trotz riftsenkrechter Extension Blattverschiebungsbewegungen an den Grabenrandstörungen auf. Die Horizontalverschiebungen konzentrieren sich südlich der Stadt Mannheim auf die Abschnitte einer Grabenrandstörung, in deren Streichen die Riftpolarität wechselt. Ein Riftpolaritätswechsel ist mit einer lateralen Änderung des Reibungskoeffizienten auf der Verwerfung verknüpft. Die Modellierung erschließt somit in der dritten Dimension neben der variablen Streichrichtung einer Störung deren Reibungskoeffizient als weiteren Einflußfaktor auf die Riftkinematik.

Das beobachtete Muster von Blattverschiebungsbewegungen ist das kumulative Ergebnis mehrerer Prozesse, die entgegengesetzte Bewegungssinne verursachen. Die Parameterstudie identifiziert den Reibungskoeffizienten als den Kontrollfaktor, inwieweit eine Verwerfung bei Extension zu einem kleineren Einfallswinkel rotiert. Zum Ende der Phase I weisen die Haupttrandstörungen eine oberflächennahe Verflachung in ihrem Einfallen um 5 bis 10° auf. Mit dem Wechsel der Riftpolarität und Erhöhung der Reibungskoeffizienten beträgt die Reduktion der Einfallswinkel an der gleichen Verwerfung nur wenige Grad. Dieses unterschiedliche Ausmaß der Verflachung in ihrem

Streichen verursacht eine Änderung in der Störungsorientierung auf der Höhe der Riftpolaritätswechsel. Der Versatz an diesen Abschnitten nimmt eine zunehmend horizontale Komponente an (Abb. 7.30a und b). Im Graben ist der laterale Massentransport immer zu dem Störungsabschnitt mit dem höheren Reibungskoeffizienten und der niedrigen Sedimentakkumulation gerichtet. Die unterschiedliche Verflachung der Störungen in ihrem Streichen ruft in der Folge Bewegungssinne der Horizontalverschiebungen vor, die entgegengesetzt zu den Beobachtungen aus der Modellstudie sind (Abb. 7.30c).

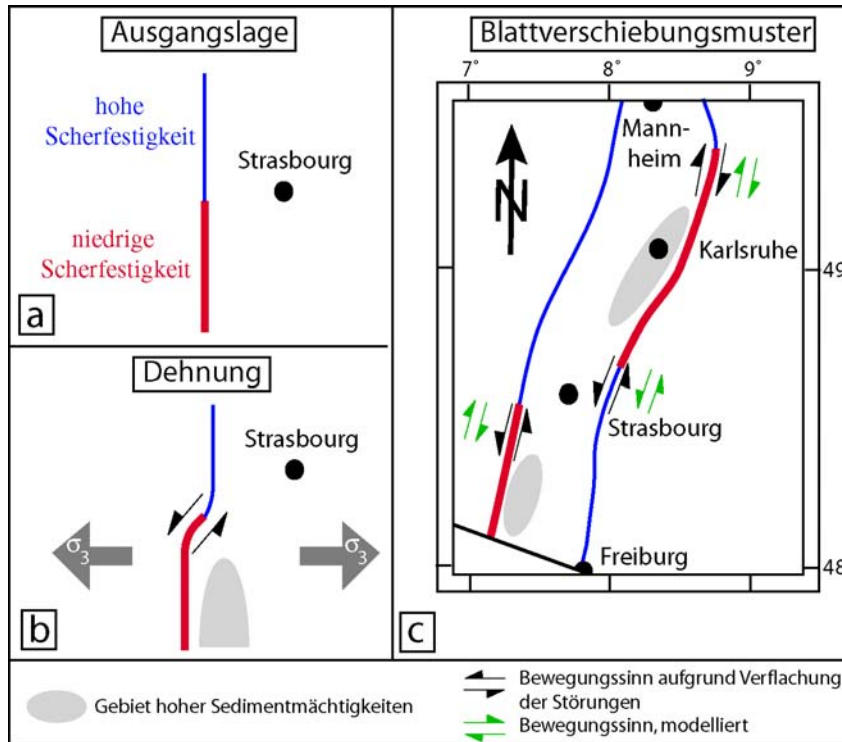


Abb. 7.30: Entstehung von Horizontalverschiebungen durch unterschiedliches Ausmaß der Verflachung einer Störung in ihrer Streichrichtung.

- Ausgangslage:** Die westliche Grabenrandverwerfung in der Nähe Straßbourgs. Ihr Reibungskoeffizient steigt auf der geographischen Breite Straßbourgs mit dem Riftpolaritätswechsel von Süd nach Nord.
- Dehnung:** Die störungssenkrechte Dehnung führt zu einer Verflachung der Randstörung. Die Verflachung fällt auf dem Störungssegment mit dem niedrigeren Reibungskoeffizienten höher aus. Es wird hierdurch die Störung im Bereich des Riftpolaritätswechsels gekrümmt und eine sinistrale Blattverschiebungsbewegung hervorgerufen.
- Blattverschiebungsmuster:** Die Horizontalverschiebungen, welche aus dem unterschiedlichen Ausmaß der Verflachung im Streichen einer Störung resultieren, besitzen einen entgegengesetzten Bewegungssinn zu den Beobachtungen der Modellierungsergebnisse. Man beachte, daß der Bewegungssinn entlang der östlichen Randstörung wechselt.

Die laterale Änderung des Reibungskoeffizienten modifiziert allerdings nicht nur den Störungsverlauf auf der Höhe des Riftpolaritätswechsels. In weiterer Konsequenz ändern sich in Streichrichtung der Störung ebenfalls die Höhe der Abschiebungskomponente und der Sedimentauflast auf den Grabenblock. Dieser wird dadurch in riftparalleler Richtung einer Dehnung und Flexurbildung unterworfen (Abb. 7.31a und 7.31b). Die Reduktion der grabenparallelen Hauptnormalspannung σ_2 von Norden nach Süden zeigt in den Modellierungen die oberflächennahe Dehnung des Hangenden an (siehe Tafel 5 Abb. c). Der Grabenblock erfährt in der Folge eine Rotation und Bewegung in Richtung auf das Gebiet mit hoher Sedimentakkumulation, sodaß der Versatzvektor auf der Störungsfläche in Höhe des Riftpolaritätswechsels im Laufe der Extension eine horizontale Komponente annimmt. Die daraus resultierenden Bewegungssinne der Horizontalverschiebungen sind

nahezu deckungsgleich mit Prognosen der Simulation (Abb. 7.31c). An der westlichen Grabenrandstörung nahe Strasbourg ergibt sich eine dextrale Translation. Der Versatz an der östlichen Randverwerfung weist in der Region Karlsruhe eine sinistrale Komponente auf. Die Translation infolge Dehnung und Flexur des Grabenblocks überkompensiert auf diesen Verwerfungsabschnitten die entgegengesetzten Horizontalverschiebungen durch die Krümmung des Störungsverlaufs.

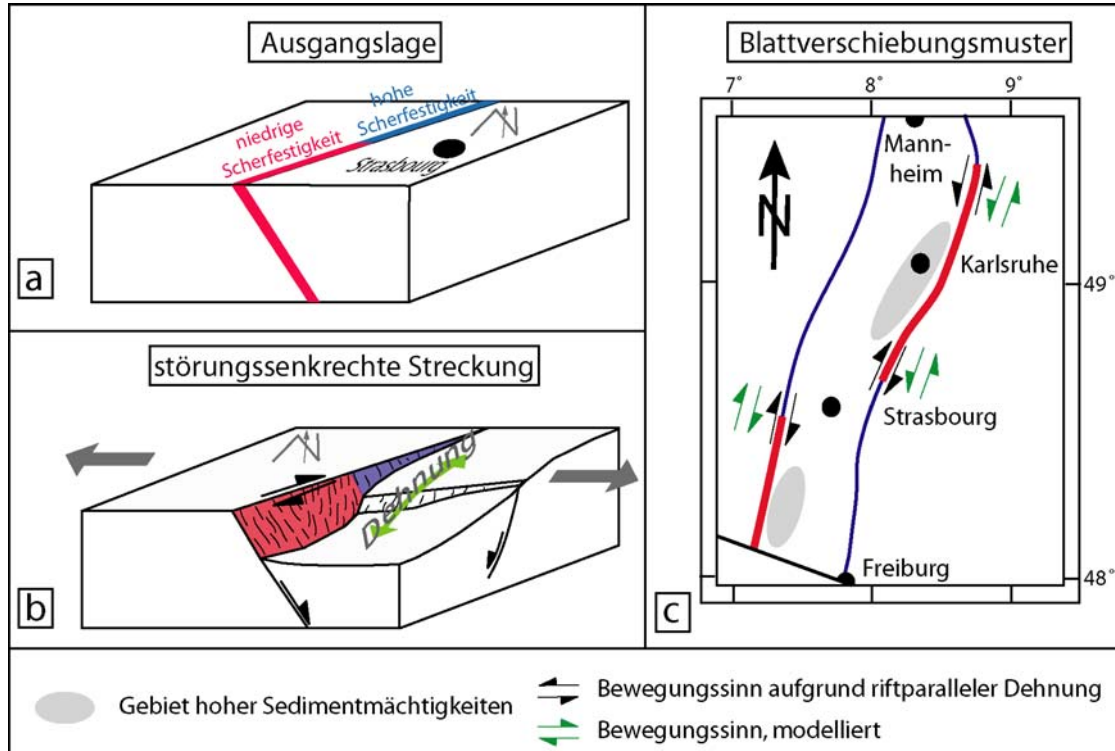


Abb. 7.31: Entstehung von Horizontalverschiebungen durch Ausbildung riftparalleler Flexuren im Grabenblock.

- a. Ausgangslage: Die westliche Grabenrandverwerfung in der Nähe Straßbourgs. Ihr Reibungskoeffizient steigt auf der geographischen Breite Straßbourgs mit dem Riftpolaritätswechsel von Süd nach Nord.
- b. Dehnung: Im Hangenden des Störungsabschnitts mit dem niedrigeren Reibungsfestigkeit ist der Vertikalversatz höher. Im Grabenblock bildet sich eine riftparallele Flexur aus. Der konvexe Bereich dieser Monoklinalstruktur wird einer Dehnung unterworfen, die zu einer Rotation des Blocks in Richtung auf den Störungsabschnitt mit der niedrigen Reibungsfestigkeit und dem höheren Vertikalversatz führt. Hierdurch wird eine dextrale Blattverschiebungsbewegung zwischen Graben und Schaltern hervorgerufen. Die Dehnung reduziert die riftparallele Hauptnormalspannung und kann in der äußeren Faltenregion eine weitgehende Identität von σ_2 und σ_3 herbeiführen. In weiterer Konsequenz entstehen riftsenkrechte Abschiebungen geringer Tiefenerstreckung.
- c. Blattverschiebungsmuster: Die Horizontalverschiebungen, welche aus der riftparallelen Dehnung des Grabenblocks hervorgehen, sind an der westlichen Randverwerfung sowie an der östlichen Riftflanke nahe Karlsruhe mit den Modellierungsergebnissen koinzident. An der östlichen Grabenseite auf Höhe der Stadt Straßbourg widersprechen sich Hypothese und Modellierungsergebnis in dem Bewegungssinn der Horizontalverschiebung.

Die Dehnung und Flexur des Hangenden erklärt nicht den sinistralen Bewegungssinn an der östlichen Randstörung im Übergang zwischen südlichem und zentralem ORG. Dort ist mit der Abnahme des Reibungskoeffizienten von Süden nach Norden eine Bewegung des Hangenden in nördlicher Richtung und somit eine dextrale Versatzkomponente zu erwarten. In diesem Gebiet tritt allerdings der variable Störungsverlauf als primärer Einflußfaktor auf die Richtungsabhängigkeit auf. Die Randstörung zweigt im Übergang zwischen beiden Grabenabschnitten bereits zu Modellierungsbeginn von einer NNE-SSW-Streichrichtung im Süden auf eine etwas mehr nordöstliche

Orientierung im zentralen Riftsegment ab. Unter der riftorthogonalen Dehnung wird dort eine sinistrale Horizontalkomponente des Versatzes hervorgerufen.

Die Modellierungen zeigen, daß eine riftorthogonale Dehnungsrichtung an einer Grabenstruktur, in der in ihrem Streichen die Riftpolarität wechselt, bedeutende Blattverschiebungsbewegungen auftreten. Deren Bewegungssinn kann im Streichen einer Störung wechseln. Diese Beobachtung unterstreicht die Forderung (Kap. 2.6.1.3), die Ableitung kinematischer Modellvorstellungen zu einer großmaßstäblichen Extensionsstruktur nur auf Basis regional erhobener Felddaten vorzunehmen.

Biaxiale Streckung im nördlichen ORG während riftsenkrechter Extension

In Phase I treten im nördlichen ORG weitere Blattverschiebungen an den Randstörungen auf. Sie entstehen durch die Extension an der Gräfenhäuser Störungszone, welche zu einer nach Süden gerichteten Bewegung des hangenden Grabenblocks gegenüber den Schultern führt. An der westlichen Riftflanke ist dementsprechend die Horizontalverschiebung dextral. An der östlichen Randverwerfung besitzt der Versatzvektor eine sinistrale Komponente.

Mit der Extension an der Störungszone geht eine Dehnung und Flexurbildung des hangenden Grabenblocks in grabenparalleler Richtung einher. Reaktionen auf diese Beanspruchung sind die Rotation der Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_2 in Richtung auf die Störungszone und die Abnahme der riftparallelen Hauptnormalspannung σ_2 in ihrem Hangenden (Tafel 5 Abb. d). Im Schnittbereich der Störungszone mit den Randstörungen nähern sich beide (sub)horizontale Hauptnormalspannungen σ_2 und σ_3 an. Die lokale Identität $\sigma_2 \approx \sigma_3$ ist mit hoher Wahrscheinlichkeit als ein Artefakt aus der Überschätzung der dortigen Subsidenzen zu werten. Dennoch hat bereits die Abnahme der riftparallelen Spannungskomponente dort vermutlich die Strukturentwicklung maßgeblich geprägt. Der nördliche Grabenabschnitt enthält in der Realität neben den grabenparallelen Störungen auch NW-SO-streichende Schwächezonen. Die Störungen beider Orientierungen enden wechselweise aneinander oder nehmen in ihrem Streichen einen stark gebogenen Verlauf zwischen beiden Richtungen an (siehe Abb. 2.10). Die Biegung einer Störung ist in diesem Gebiet entweder zum Hangenden oder zum Liegenden gerichtet. Generell ist eine graduelle Richtungsänderung einer progradierenden Störung auf eine lokale Abweichung der Hauptnormalspannung σ_2 an ihren lateralen Enden zurückzuführen (Abb. 7.32; MANDL, 2000). Das Wachstum der Störung erfolgt durch die Rotation von σ_2 zum Hangendblock hin in diese Richtung. Eine Krümmung zum Liegenden, wie es im nördlichen ORG auftritt, ist durch diese lokale Deviation von σ_2 nicht möglich. Sie muß durch die Verknüpfung von progradierenden Störungen verschiedener Orientierungen zustande kommen. Der zum Hangenden hin gekrümmte Störungsverlauf sowie die Termination beider Störungsrichtungen gegeneinander belegen somit eine gleichzeitige Extension an beiden Störungssystemen.

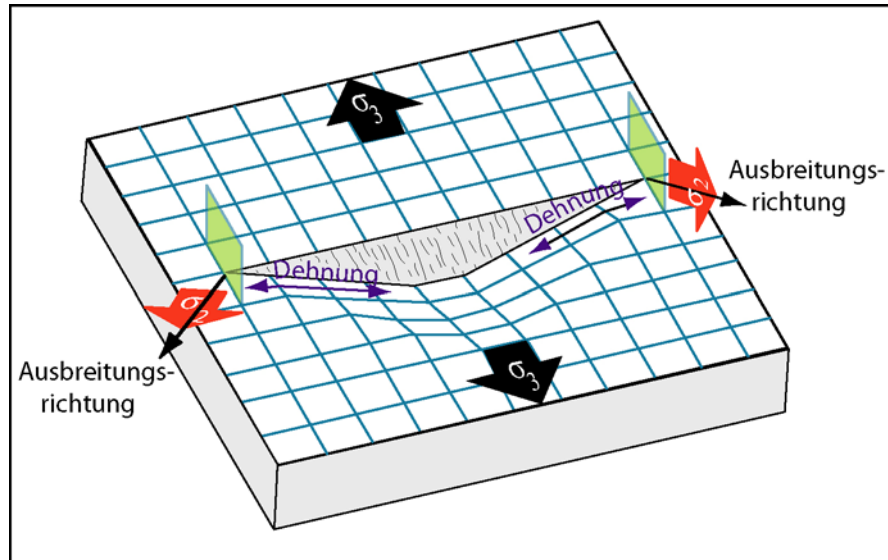


Abb. 7.32: Lokale Reorientierung der Hauptnormalspannung σ_2 am Rand einer sich ausbreitenden Abschiebung. Der zu den lateralen Störungsenden zurückgehende Versatz verursacht eine störungsparallele Dehnung des Hangenden. Die Dehnung induziert Scherspannungen in den Flächen (grün) senkrecht zu den Störungsenden. Die Scherspannungen rufen eine Abnahme der Hauptnormalspannung σ_2 sowie ihre Rotation zum Hangenden hervor. Die Störung breitet sich in den Hangendblock aus. Zeichnung geändert nach MEIER (1993).

Für die zeitliche Einordnung der biaxialen Streckung ist eine Aufzeichnung der synsedimentären Störungsaktivität erforderlich. SCHAD (1962) und die Isopachendarstellungen von DOEBL (1967, 1970) heben die Bedeutung der NW-SE-gerichteten Störungen für die Sedimentakkumulation und die räumliche Verlagerung der Depozentrenachse im nördlichen ORG während des Oligozäns hervor. DERER (2003) zeigt auf Basis von seismischen Profilen und Bohrlochdaten eine Karte für die aktiven Störungen im nördlichen ORG für das Top des Rupeltons (Fig. 2.3a in DERER, 2003). Sie ist nahezu identisch mit der kompilativen Darstellung des Strukturinventars von Abb. 2.10. Somit zeigen die Felddaten und die Modellierungsergebnisse übereinstimmend eine biaxiale Streckung im nördlichen ORG zumindest für das mittlere Oligozän. Es resultiert daraus eine lokale Annäherung beider subhorizontaler Hauptnormalspannungen σ_2 und σ_3 in einem regionalen Extensionsregime mit $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

7.4.5 Horizontale Streckung und vertikale Ausdünnung

In Abb. 7.33 sind die Beträge horizontaler Streckung und vertikaler Ausdünnung im Streichen des ORG dargestellt. In ihre Bemessung gehen die riftsenkrechte Extension und Mohoanhebung aus der Phase I ein. Die entsprechenden Verschiebungen aus der Phase II finden bei der Kalkulation keine Berücksichtigung, weil sie entweder vernachlässigbar gering (riftsenkrechte Extension) oder nicht durch Felddaten belegt sind (Mohoanhebung).

Die horizontale Streckung und vertikale Ausdünnung liegen zumeist in dem Wertebereich von 1.20 bis 1.25. In jedem Grabenquerprofil sind die Streckungsfaktoren nahezu gleich. Im Streichen des ORG ist jeder Streckungsfaktor nur marginalen Schwankungen unterworfen. Für den nördlichen ORG ist von einer Unterbewertung der vertikalen Ausdünnung auszugehen, weil dort die Beckentiefe in Phase I zu gering eingeschätzt wird. In Bezug auf die horizontale Streckung sind jedoch keine höheren Beträge zu erwarten. Diese würden in einer Überschätzung der dortigen

Mohoaufwölbung münden. Die Unterbewertung der Sedimentakkumulation in diesem Gebiet ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auf die Fehlimplementierung von bedeutenden, grabeninternen Schwächezonen zurückzuführen (Kap. 7.4.2).

Es wird für weite Grabenbereiche eine riftsenkrechte Extension von 7.5 bis 8.5 km errechnet. Sie liegt um bis zu 2 km über den Werten, die aus Schichtlängenmessungen abgeleitet werden (Kap. 2.3.1). Es werden dennoch die in dieser Studie ermittelten Beträge bevorzugt, weil der numerischen Werteermittlung durch Einbindung mathematisch-physikalischer Beziehungen eine realistische Geometrie und Tiefererstreckung der Störungen zugrunde liegt. Ferner stehen mit der Mohoaufwölbung und der Schulteraufstiege weitere Vergleichsdaten zur Verfügung. Dagegen erzwingt in den geometrischen Bilanzierungen die bisherige Unkenntnis über den Tiefenverlauf der Störungen eine willkürliche Fixierung des Abscherhorizontes, die in einer manipulativen Ergebnisgestaltung mündete.

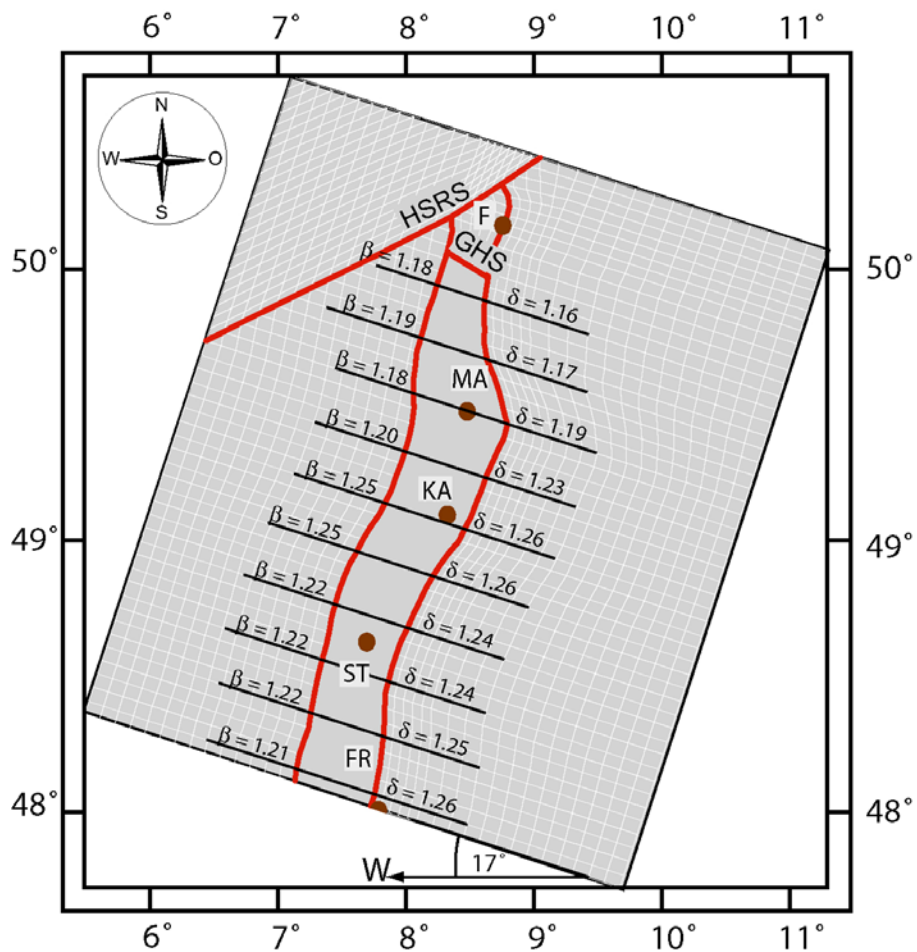


Abb. 7.33: Streckungsfaktoren in Grabenquerprofilen über dem ORG; β : maximaler horizontaler Streckungsfaktor; δ : maximaler vertikaler Ausdünnungsfaktor; F: Frankfurt; FR: Freiburg; KA: Karlsruhe; MA: Mannheim; ST: Strasbourg; GHS: Gräfenhäuser Störungszone.

Die Modellierung eröffnet durch Festlegung der Einflußgrößen 'Störungstiefgang' und 'Störungsgeometrie' erstmals die Möglichkeit, die Schichtlängenmessungen über einen Flächen- und Volumenausgleich einer Überprüfung zu unterziehen. Die geometrischen Bilanzierungen plazieren den Abscherhorizont fast ausschließlich zwischen dem Top der Unterkruste und der Moho (MEIER, 1989; GROSHONG, 1996). In dieser Studie wird dagegen ein maximaler Tiefgang lokalisierter Deformation zwischen 15 und 16 km bestimmt (Kap. 6.7.3). Nach MEIER (1989) wird bei Verwendung des gleichen Tiefgangs eine Extension von ca. 8.5 km entlang dem DEKORP9N-Seismik-

profil erreicht (Lage siehe Abb. 2.1). MEIER (1989) weist dabei fast den gesamten Betrag dem oligozänen Extensionsregime zu. Eine riftsenkrechte Extension von 7.8 km ist mit den Datensätzen von GROSHONG (1996) für den zentralen ORG erhältlich. Die Extensionswerte aus der Modellierung und den geometrischen Bilanzierungen gleichen sich somit an und bestätigen die Vermutung MEIERS (1989), daß aus der Erfassung von Spiegellücken allenfalls Mindestwerte der riftsenkrechten Extension abgeleitet werden können.

Es wird zwar den in dieser Studie ermittelten Translationsbeträgen den Vorzug gegeben. Daraus darf dennoch in keinsten Weise gefolgert werden, daß die tatsächlichen riftsenkrechten und riftparallelen Verschiebungen für jedes Grabenquerprofil exakt wiedergegeben werden wie es Abb. 7.15a und d suggerieren. Die Translationsbeträge resultieren aus einer bestmöglichen Übereinstimmung zwischen den Modellierungsprognosen und Vergleichsdaten. Die Vergleichsdaten variieren allerdings selbst innerhalb bestimmter Toleranzgrenzen. Für den Vergleichsmaßstab 'Mohoanhebung' kann nur ein ungefährender Richtwert von ca. 4 km aufgeführt werden (Kap. 5.1). Die Kalkulationen um den Aufstieg der östlichen Grabenschulter sind mit einer Fehlerbreite von ± 150 m verbunden (Kap. 5.2). Dies birgt eine Unsicherheit von ca. ± 1.0 km im riftsenkrechten Extensionsbetrag. Eine Reihe von Fehlerquellen bestehen auch bei der kompaktionsgeschichtlichen Abwicklung der Grabensubsidenz. Die Erstellung der Isopachenkarten für verschiedene Zeitpunkte der oberrheinischen Riftentwicklung basiert fast ausschließlich auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Die geringe Dichte der Bohransatzpunkte machte in den verwendeten Daten von DOEBL (1967, 1970) und ROLL (1979) teilweise eine spekulative Extrapolation von Isopachenverläufen über weite Strecken ohne Hintergrunddaten notwendig. Ferner erlaubt sie nicht, bis auf die Transferzone südlich von Strasbourg Störungen mit bedeutenden Vertikalversätzen zu identifizieren. Die numerischen Fehlkalkulationen der Subsidenz in manchen Grabenregionen belegen jedoch nachhaltig die Notwendigkeit ihrer Selektion und Einbindung in die Simulationen (Kap. 7.4.2). Die Toleranzgrenze von ± 100 m, welche aus dem Isopachenabstand von 200 m resultiert, gibt somit nicht ansatzweise die quantitative Unsicherheit in diesem Vergleichsdatensatz wieder. Trotz der signifikanten Unschärfen in der Fixierung der Evaluierungsmaßstäbe besitzen die kalkulierten Horizontalverschiebungen ein hohes Maß an Realitätstreue, denn die Modellierungsergebnisse sind an drei Vergleichskriterien ('Moho', 'Graben', 'Schulter') abgeglichen sowie deckungsgleich mit den Ergebnissen aus den geometrischen Bilanzierungen, wenn darin die korrekte Tiefe des Abscherhorizontes verwendet wird. Die quantitativen Unsicherheiten in den Vergleichsdaten zwingen lediglich dazu, den Aussagegehalt der Modellierungsergebnisse zu relativieren:

Es ist im ORG-Gebiet von einer riftsenkrechten Extension auszugehen, die meist deutlich mehr als 7 km, in manchen Querprofilen auch mehr als 8 km beträgt. In Richtung auf die HSRS sinken die Extensionsbeträge auf unter 5 km ab. Die riftparallelen Horizontalverschiebungen liegen im Bereich weniger km über das gesamte Riftsystem.

7.4.6 Subsidenzgeschichte

Ausscheidung von Hauptsubsidenzphasen

Eine zeitliche Abwicklung der Grabensubsidenz wird an drei Orten vorgenommen. Die Lokalitäten 1 und 2 liegen am östlichen Grabenrand sowie im Riftzentrum auf einem Profil, das den ORG wenig nördlich von Karlsruhe quert (Lage in Abb. 7.34a). Durch ihre randliche Lage zum Depozentrenfeld der Einheiten 4 und 5 werden diese nur mit marginalen Mächtigkeiten von wenigen 100 m erfaßt. Lokalität 3 befindet sich an der östlichen Randstörung etwas südöstlich der Stadt Mannheim. Dort ist jede Schichtgruppe mit hoher Mächtigkeitsentwicklung vertreten.

Der Grabenabschnitt in der Umgebung der Orte 1 und 2 ist von einer progressiven Verformungsschwächung während der Simulation gekennzeichnet. Dagegen liegt Punkt 3 in einem Gebiet des Grabens, das von der querenden Transferzone zwischen beiden Randstörungen erfaßt wird. Verformung und Subsidenz werden in der Modellierung auf diese Schwächezone sowie die Randstörungen konzentriert. Eine nennenswerte Verformungsschwächung im Kontinuum außerhalb der Transferzone erfolgt in dieser Grabenregion nicht. Eine durchaus wünschenswerte Wiedergabe des modellierten Subsidenzverlauf für eine Lokalität in der Transferzone ist nicht möglich. Dort werden die Mächtigkeiten der einzelnen Schichtgruppen deutlich unterbewertet (siehe Abb. 7.10 bis 7.14).

Die kalkulierten Subsidenzkurven für die einzelnen Lokalitäten sind in Abb. 7.34b dargestellt. Sie nehmen Bezug auf die Absenkung der Prärifterdoberfläche. Für die Lokalitäten 1 und 2 des Grabenquerprofils ist keine Korrelation zwischen der Größe der aufgebrachten Dehnungsraten an den Modellseiten und den Subsidenzraten erkennbar. Die Geschwindigkeit, mit der die Modellränder in Phase I voneinander entfernt werden, nimmt von der Schichtgruppe 1 zur Einheit 2 zunächst nur geringfügig von ca. 1.3 auf 1.1 mm/a ab. Mit dem Wechsel in die Schichtgruppe 3 fällt diese dann deutlich auf durchschnittlich 0.7 mm/a. An der Haupttrandverwerfung im Osten (Lokalität 1) setzt allerdings eine merkliche Reduktion der Subsidenz bereits bei Ablagerung der Schichtgruppe 2 ein. Bei der Sedimentation der Einheit 3 vollzieht sich diese Abnahme weiterhin kontinuierlich trotz der markanten Änderung in der Dehnungsrate.

Der Subsidenzverlauf in der Grabenmitte (Lokalität 2) zeigt eine konträre Entwicklung gegenüber der Lokalität 1. Bei Sedimentation der Schichtgruppe 2 nimmt trotz der fallenden Dehnungsrate die Subsidenzrate etwas zu. Die weitere Absenkung erfolgt bei andauerndem Abfall der Dehnungsrate im Zeitraum der Schichtgruppe 3 zunächst annähernd linear. Erst nachdem die Dehnungsrate einen quasistationären Wert von unter 0.6 mm/a erreicht, schlägt sich ihre Abnahme auch in einer Reduktion der Subsidenzrate nieder.

Die erneute Steigerung der Geschwindigkeitsrandbedingung zu Beginn der Phase II findet für beide Lokalitäten keine Entsprechung in ihrer Subsidenzentwicklung. In der Umgebung beider Orte wird nun durch die veränderte Orientierung der Randbedingung ein Blattverschiebungsregime installiert, das lediglich eine kompaktionsbedingte Subsidenz aus dem vorhergehenden Extensionsstadium I gestattet.

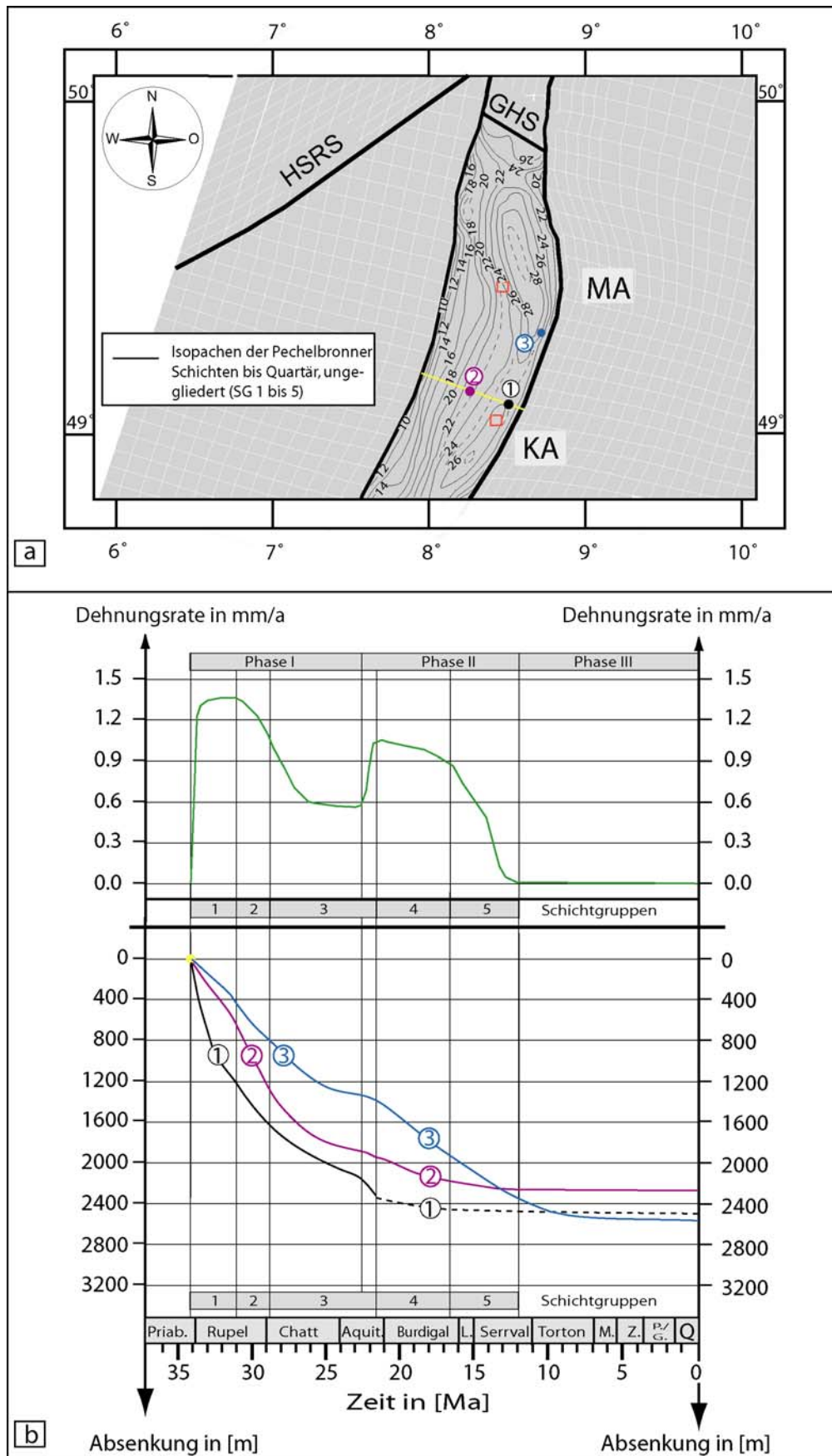


Abb. 7.34: Subsidenzentwicklung an drei ausgewählten Orten des nördlichen ORG.

- Lage der Lokalitäten 1 bis 3. Die Orte 1 und 2 liegen auf einem grabensenkrechten Profil (gelbe Linie).
- Absenkung der Prärifterdoberfläche während der Simulation über die Schichtgruppen 1 bis 5 an den Lokalitäten 1 bis 3.

Südöstlich von Mannheim (Lokalität 3) besteht zwischen der Subsidenzentwicklung und der Größe sowie Orientierung der mechanischen Randbedingung eine stärkere Interaktion als an den Punkten 1 und 2. Durch die allmähliche Abnahme der Dehnungsrate zur Zeit der Schichtgruppen 2 und 3 sinkt die Subsidenzrate kontinuierlich. Mit Einstellung der niedrigen, quasistationären Dehnungsrate von $< 0.6 \text{ mm/a}$ während Ablagerung der Schichtgruppe 3 vollzieht sich die weitere Subsidenz an Punkt 3 ebenfalls entsprechend gedämpft. Die Umstellung auf Phase II mit einer veränderten Streckungsrichtung schlägt sich in einem signifikanten und augenblicklichen Anstieg der Subsidenz nieder. Punkt 3 befindet sich in einem Grabenbereich, der in Phase II transtensiv beansprucht wird, sodaß die Schichtgruppen 4 und 5 dort in bedeutender Mächtigkeit akkumulieren.

Die Verformungsschwächung im Kontinuum des oberkrustalen Spröde regimes ist ursächlich dafür, daß ein zeitlicher Zusammenhang zwischen der Subsidenzentwicklung an den Lokalitäten 1 und 2 und den äußeren Dehnungsraten nicht besteht. Der geringere Festigkeitskontrast zwischen Riftzentrum (Lokalität 1) und der Hauptrandverwerfung (Lokalität 2) resultiert in einem Extensions- bzw. Subsidenztransfer in die Grabenmitte. Dort vollzieht sich ungefähr zwischen Beginn und Ende der Ablagerung von Schichtgruppe 2 der Abbau der Reibungskoeffizienten von $\mu_a = 0.65$ auf den Endwert $\mu_a = 0.4$. Die Subsidenz nimmt im Riftzentrum aufgrund dessen im gleichen Zeitraum zunächst beschleunigt, dann annähernd linear zu. Am Grabenrand resultiert aus dem Extensions-transfer in Verbindung mit der zunehmenden Verflachung der Hauptrandverwerfung ein komplementärer Abfall der Subsidenzrate. Während Ablagerung der Schichtgruppe 3 führt die kleinere Dehnungsgeschwindigkeit in der Grabenmitte erst nach der vollzogenen Verformungsschwächung zu einem merklichen Abfall der Subsidenzrate.

An der Lokalität 3 oder in ihrer Umgebung tritt keine Verformungsschwächung auf. Das Subsidenzverhalten an dieser Lokalität ist damit an Veränderungen in den lateralen Dehnungsraten geknüpft und nicht durch verformungsschwächende Mechanismen beeinflusst.

Der Extensions- bzw. Subsidenztransfer bewirkt, daß der Graben während Ablagerung der Schichtgruppen 2 und 3 als eine Einheit absinkt, wohingegen zur Zeit der Schichtgruppe 1 die Deformation und Absenkung noch auf das nahe Hangende beider Randverwerfungen konzentriert ist. Das Subsidenzverhalten an der Lokalität 2 kann als repräsentativ für den Riftaxialbereich außerhalb der Transferzonen gelten, weil dort die Festigkeitsreduktion im ungefähr dem gleichen Zeitraum auf annähernd denselben Wert von $\mu_a = 0.40$ bis 0.45 stattfindet.

Die kompaktionsgeschichtliche Entwicklung der Schichtgruppen 1 bis 5 wird in weiten Bereichen des Grabens mit zwei tektonischen Impulsen simuliert. Die erste Phase führt zur Ablagerung der Schichtgruppen 1 und 2. Die höhere Dehnungsrate zur Zeit der Einheit 1 wird als ein Artefakt ihrer schrittweisen Anpassung zu Modellierungsbeginn betrachtet, um einen numerisch stabilen Berechnungsablauf zu gewährleisten. Mit der Ablagerung der Schichtgruppe 3 tritt der ORG in einen regionaltektonisch ruhigeren Abschnitt ein. Die Subsidenzentwicklung wird allerdings wie bereits bei Sedimentation der Einheit 2 über die Verformungsschwächung von lokaltektonischen Abläufen kontrolliert. Mit der Umstellung von riftorthogonaler Extension zu riftparalleler Translation erfolgt der zweite tektonische Impuls, in dessen Folge die Schichtgruppen 4 und 5 abgelagert werden.

Vergleich mit backstripping-Analysen

Die Ausscheidung tektonischer Ereignisse und die Rekonstruktion der kompaktionsgeschichtlichen Entwicklung ist vom Einteilungsgrad der Grabenfüllung in einzelne Schichtgruppen abhängig. Ein Abgleich mit höher auflösenden backstripping-Analysen und der räumlich-zeitlichen Veränderung

in der lithofaziellen Ausbildung der Grabenformationen geben grundsätzlich Auskunft darüber, ob die tektonosedimentäre Entwicklung des ORG mit der Einteilung der Grabenfüllung in fünf Einheiten hinreichend genau wiedergegeben wird. Backstripping-Arbeiten für die ausgewählten Lokaltäten 1 bis 3 stehen allerdings für eine Bewertung nicht zur Verfügung. Es ist lediglich eine Subsidenzanalyse von DERER (2003) für den Bereich der Transferzone erhältlich, in dem die Versenkungsgeschichte numerisch nicht korrekt wiedergegeben wurde. Neben diesem fehlenden räumlichen Bezug verwendet DERER (2003) teilweise eine von Abb. 2.11 abweichende zeitliche Einordnung der lithostratigraphischen Formationen, sodaß nur sehr eingeschränkt ein qualitativer Abgleich zwischen numerischen Resultaten und der Subsidenzanalyse erfolgen kann. DERER (2003) scheidet zwei tektonische Ereignisse in Alt- und Jungtertiär aus. Einer ersten Hauptsubsidenzphase mit Ablagerung der Pechelbronner Schichten bis Grauen Schichtenfolge folgt eine Phase reduzierter Störungsaktivität zur Zeit der Bunte Niederröden Schichten. Anschließend lagern sich in der zweiten Hauptsubsidenzphase die Cerithien- bis Hydrobienschichten ab. Die Modellierungsergebnisse stimmen in Bezug auf das Auftreten des ersten tektonischen Impulses während der Ablagerung der Schichtgruppen 1 (Pechelbronner Schichten) und 2 (Graue Schichtenfolge) mit der Subsidenzanalyse überein. Auch der Übergang in eine regionaltektonisch ruhigere Phase mit dem Ablagerungsbeginn der Schichtgruppe 3 (Bunte Niederröden Schichten) wird in beiden Studien deckungsgleich beschrieben. Allerdings werden auch die älteren Cerithien- und Corbiculaschichten als Teil der Schichtgruppe 3 in diesem Zeitraum geringer Störungsaktivität abgelagert. Das zweite tektonische Ereignis setzt in der Modellierung später als in DERER (2003) ein und führt zur Akkumulation mächtiger Hydrobienschichten. Die zeitliche Differenz im Einsatz der zweiten Hauptsubsidenzphase kann möglicherweise auch artifizieller Natur sein, weil ab den Cerithien-schichten die zeitlichen Plazierungen der Grabenformationen zwischen der backstripping-Analyse und dieser Simulation nicht mehr übereinstimmen. DERER (2003) ordnet Cerithien- und Corbiculaschichten in eine eng gefaßte Zeitspanne zu Ende des Chatt ein, wohingegen der Ablagerungsraum beider Einheiten nach aktuellen Datierungen sich bis in das mittlere Aquitan ausdehnt (siehe Abb. 2.11). Die von DERER (2003) vermutete Beschleunigung der tektonischen Subsidenz zur Zeit der Cerithienschichten kann somit möglicherweise durch den Ansatz eines größeren Ablagerungszeitraumes eliminiert werden.

Sowohl die thermomechanische Simulation der ORG-Entwicklung als auch die backstripping-Analyse führen die zweite Hauptsubsidenzphase auf die Neuausrichtung des regionalen Spannungsfeldes zurück, in dessen Folge es zu einer sinistralen Reaktivierung grabenparalleler Störungssysteme kam. Diese Reorganisation der Plattenrandspannungen fällt in das frühe Miozän (DÈZES et al., 2004). Sie findet im ORG-Gebiet ihren Ausdruck im Vorrücken klastischer Ablagerungen gegen die Beckenmitte zur Zeit der oberen Cerithienschichten (SISSINGH, 1998). Die zeitliche Koinzidenz zwischen dem Wechsel in der lithofaziellen Ausbildung und der Etablierung eines neuen tektonischen Regimes stützt die Vorgehensweise der Modellstudie, den Wechsel zwischen beiden Regimen erst an der Grenze zwischen den Cerithien- und den Corbiculaschichten zu vollziehen. Der größte Teil der Cerithienschichten kann im Gegensatz zur Auffassung von DERER (2003) vornehmlich als ein Produkt des Extensionsregimes mit niedrigen Dehnungsraten aufgefaßt werden.

Der Vergleich zwischen den Resultaten der Modellstudie und der backstripping-Analyse zeigt, daß die Einteilung der Grabenfüllung in fünf Schichtgruppen eine Ausscheidung der primären tektonischen Ereignisse im ORG-Gebiet und eine hinreichende Rekonstruktion der Subsidenzent-

wicklung in der Simulation ermöglicht. In künftigen numerischen Simulationen ist dennoch eine höhere Auflösung zwischen den Einheiten der Schichtgruppe 3 geboten. Hierdurch ist die auf ROLL (1979) fußende Annahme, daß die Ablagerung der Corbículaschichten einzig auf die Kompaktion älterer Einheiten zurückgeführt werden kann, einer Bewertung zu unterziehen. Sie muß das Ergebnis einer Beckenanalyse anstatt eine Randbedingung für ihre Durchführung sein. Gegenwärtig steht diesem Zielaspekt allerdings noch eine mangelhafte Datenbasis in Bezug auf die Mächtigkeitsverteilung der einzelnen Grabenformationen gegenüber.

Die Ergebnisse der Studie belegen, daß trotz identischer tektonischer Rahmenbedingungen unterschiedliche Subsidenzverläufe an verschiedenen Lokalisationen auftreten können. Diese Beobachtung erschüttert nachhaltig die Folgerungen aus einzelnen backstripping-Analysen zur tektonosedimentären Entwicklung einer großmaßstäblichen Struktur. Die Ergebnisse besitzen lediglich einen qualitativen Informationsgehalt mit lokaler Aussagekraft. Die numerische Rekonstruktion der Grabensubsidenz unterstreicht die geäußerte Forderung, Aussagen zur Kinematik einer großtektonischen Struktur nur auf regional erhobenen Daten zu fußen (Kap. 2.6.1.3).

7.5 Folgerungen für die Kinematik im Tertiär

Mit Ermittlung der riftsenkrechten und riftparallelen Horizontalverschiebungen bietet die Studie Entscheidungshilfen über die in der Einleitung (Kap. 1.1) gestellte Frage nach der Kinematik während der oberrheinischen Riftentwicklung.

7.5.1 Streckungsrichtung im Oligozän

Die gegensätzlichsten Positionen in den geodynamischen und kinematischen Modellvorstellungen beziehen sich auf die Streckungsrichtung im Oligozän (Kap. 2.6.1). HARTHILL (2002) und BEHRMANN et al. (2003) schlagen eine Streckungsachse in ungefährer WSW-ENE-Ausrichtung (ca. 80°) vor, welche sinistrale Blattverschiebungsbewegungen entlang dem Rift erfordert. Andere Autoren vermuten eine WNW-ESE-orientierte Dehnung orthogonal zum Rift (ILLIES, 1975; BUCHNER, 1981; SCHUMACHER, 2002; MICHON et al., 2003).

Die Modellstudie handelt beide Orientierungen in sequentieller Form ab. In Phase I zwischen spätestem Priabon und mittlerem Aquitan findet eine riftorthogonale Dehnung statt. Sie wird in Phase II von einer sinistralen Translation abgelöst. Über das sinistrale Blattverschiebungsregime ab dem mittleren bis späten Aquitan besteht Übereinkunft zwischen allen Hypothesen.

Die Evolution und Struktur kann in der Modellierung für große Teile des ORG in guter Übereinstimmung mit den Kalibrierungsdaten durch die zweiphasige Abwicklung beschrieben werden. Aus dieser Entsprechung zwischen Modell und Natur erwachsen folgende Implikationen über die oligozäne Riftkinematik, mit denen eine bedeutende Blattverschiebungskomponente an den Randstörungen verneint werden muß:

1. Der numerisch abgeleitete, laterale Versatz während der Phase II liegt bereits am oberen Ende der auf der Basis kinematischer und geomagnetischer Analysen abgeleiteten Werte von 3 bis 4 km (Kap. 2.3.2). Eine nicht riftorthogonale Streckungsrichtung in Phase I vergrößert den Lateralversatz über diesen Betrag hinaus. Für eine grabensenkrechte Extension von durchschnittlich 8 km und einer Streckungsrichtung von 80° ist eine weitere sinistrale Verschiebung von 5.5 km notwendig, um die Sedimente der Phase I zu akkommodieren. Da die ermittelten Mächtigkeiten der Grabensedimente als Minimalwerte (Kap. 5.3.2) aufzufassen sind, stellt der Betrag von 5.5 km ebenfalls nur eine untere Grenze für die zusätzlich erforderliche Horizontalkomponente dar.
2. Auf der HSRS findet kein Reibungsgleiten statt. Sie wird passiv verformt und übt im Gegensatz zur Auffassung von HARTHILL (2002) keine kinematischen Zwänge auf die oligozäne Riftentwicklung aus.
3. Im nördlichen ORG wird mit dem Wechsel der Streckungsrichtung von Phase I zu Phase II die Verlagerung der Depozentrenachse an die östliche Randstörung korrekt wiedergegeben. Eine nahezu unveränderte Orientierung der Dehnungsachse über den gesamten Zeitraum aktiver Extension in Alt- und Jungtertiär vermag diese Wanderung der Depozentrenfelder nicht hervorzurufen.

Die Modellierungsergebnisse geben damit eine Präferenz für eine ungefähre riftorthogonale Extension im Oligozän ab. Aus anderen geowissenschaftlichen Disziplinen stammen weitere Indikatoren in diesem Sinne. Das transtensive Strukturinventar der Rhein-Bressegraben-Transferzone sowie des

Ruhrgrabens (Lage siehe Abb. 1.1) kann nur mit einer WNW-ESE- bis W-E-gerichteten Dehnungsrichtung im Oligozän erklärt werden (LACOMBE et al, 1993; MICHON et al., 2003). Im zentralen und südlichen ORG können die Liefergebiete oligozäner Sedimente in den Riftflanken mit den entsprechenden Depozentren im Graben in einer riftsenkrechten Richtung verbunden werden (vgl. DURINGER, 1988). Dies schließt bedeutende Horizontalverschiebungen, wie sie bei einer nicht riftsenkrechten Streckung zu erwarten sind, entlang der Randstörungen aus. Im nördlichen Riftsegment kann der Ausschluß eines Lateralversatzes zumindest an der östlichen Grabenseite bis auf sehr niedrige Werte geführt werden. Auf der Höhe der Langenbrücker Senke finden sich im Grabenrandbereich bereits in den unteroligozänen Ablagerungen Geröllvergesellschaften, die einzig mit einem Transport aus diesem Schollenfeld erklärt werden können. Nördlich und südlich der Lokalitäten, an denen das Schollenfeld an der Randstörung endet, finden sich diese Gesteinsassoziationen nicht (BESSLER, 1936). Quantitativ bedeutsame Lateralverschiebungen an grabeninternen Strukturen sind nicht zu erwarten, weil die Randverwerfungen nach den Ergebnissen der numerischen Simulationen die schwächsten Lineamente im ORG-Gebiet darstellen, an denen bevorzugt die Deformation lokalisiert wird.

Aus den bisher durchgeführten Strukturanalysen im ORG-Gebiet dürfen keine Aussagen über die oligozäne Streckungsrichtung abgeleitet werden. Sie entsprechen nicht dem in Kap. 2.6.1.3 formulierten Anspruch, die regionale Erhebung der Daten in Einheiten mit möglichst zeitnahe Bezug zur ORG-Entwicklung vorzunehmen. Dieser Bezug ist lediglich in den Lokalstudien von LARROQUE & LAURENT (1988) und USTASZWESKI et al. (2005) im Übergang Schweizer Jura – südlichster ORG gegeben. Das Gebiet im Einflußbereich der Rhein-Bressegraben-Transformzone war während des Oligozäns und ist rezent durch Spannungsperturbationen gekennzeichnet (LACOMBE et al., 1993; BECKER, 2000). Eine Integration beider Studien in ein regionalkinematisches Modell ist deshalb nicht möglich. Anderen Strukturanalysen liegt zwar eine regional erhobene Datenbasis zugrunde (z. B. BERGERAT, 1985). Die kinematischen Implikationen müssen aber in Zweifel gezogen werden, weil mit der Datenaufnahme in spätpaläozoischen und triassischen Einheiten die Ableitung einer mehrphasigen ORG-Entwicklung mit hohen Unsicherheiten behaftet ist. Die Aussagen sind insbesondere im Hinblick auf die Präexistenz der meisten Verwerfungen und die mittel- bis oberjurassische tektonische Aktivität im südlichen ORG-Gebiet als sehr kritisch zu bewerten.

Es muß an dieser Stelle die grundsätzliche Frage aufgeworfen werden, inwieweit überhaupt ein strukturanalytischer Datensatz mit regionalem und zeitnahe Bezug zur oberrheinischen Riftentwicklung hergestellt werden kann. Die Strukturdaten in den Grabenablagerungen des südlichsten ORG nach LARROQUE & LAURENT (1988) und USTASZWESKI et al. (2005) reflektieren lokale Perturbationen des regionalen Spannungsfeldes. In nördlicher Richtung liegen allenfalls in der Vorbergzone der östlichen Riftseite weitere känozoische Einheiten vor. In dieser Region treten allerdings rezent ebenfalls enorme Abweichungen vom regionalen Spannungsfeld auf (SCHMITT, 1981). Auch die Datenerhebung in den vornehmlich triassischen Einheiten als die nächstjüngeren Verbände ist mit erheblichen Komplikationen verbunden, weil der zeitnahe Bezug zur ORG-Evolution aufgehoben ist. Ferner sind diese Verbände vor allem auf die Grabenrandschollen beschränkt und setzen somit die Annahme voraus, daß die Entwicklung ihres Strukturinventars in das Oligozän zu plazieren ist. Dieser Annahme stehen die Ergebnisse der Parameterstudie und Beobachtungen der tektonosedimentären Entwicklung der Grabenablagerungen entgegen. Sie legen eine Beschränkung der Deformation auf die Randstörungen und das grabeninterne Strukturinventar nahe (Kap. 6.7.1.4;

MEIER, 1989; LUTZ & CLEINTUAR, 1999; DERER, 2003). Die strukturanalytische Datenerhebung in diesem Hauptdeformationsfeld ist aber geboten, um die Gefahr einer möglichen lokalen Rotation des Spannungsfeldes, wie sie an sekundären Gleitflächen auftritt (LOCKNER & BYERLEE, 1993), auszuschließen.

Hinweise auf eine 'schräge' rifting-Phase über die gesamte ORG-Evolution werden aus Analogmodellierungen kontinentaler Extensionsprozesse von MART & DAUTEUIL (2000) angeführt. Die Argumentation baut auf den phänomenologischen Vergleich der Modellierungsergebnisse mit dem Strukturinventar im ORG-Gebiet auf. Die Autoren halten den stark gebogenen Verlauf der Verwerfungen und die an Riftpolaritätswechsel gebundenen Hochzonen als hinreichend indikativ für eine nicht orthogonale Extensionsrichtung. Dieser Ansicht muß widersprochen werden. Die Ursachen für das Auftreten beider Erscheinungen sind in keinsten Weise an die Orientierung der Streckungsachse gebunden. Der gekrümmte Verlauf einer Störung in ihrem Streichen ist lediglich auf eine lokale Reorientierung des Spannungsfeldes an ihren progradierenden Enden zurückzuführen (Kap. 7.4.3). Bei progressiver, lateraler Ausbreitung einer Störung wächst ihre Winkelabweichung gegenüber der Flächenlage geringster Grenzspannung im regionalen Spannungsfeld. In weiterer Konsequenz vollzieht sich schließlich ein Extensionstransfer auf antithetische Störungen, die eine geringere Winkelabweichung aufweisen und es bilden sich Riftpolaritätswechsel aus (EBINGER et al., 1999).

Von größerer Aussagekraft für die oberrheinische Riftentwicklung sind Analogmodellierungen, die bereits präexistierendes Strukturinventar einbinden wie es ebenfalls im ORG-Gebiet auftritt. KEEP & MCCLAY (1997) führten eine mehrphasige Extension mit verschiedenen Streckungsrichtungen durch und untersuchten den Einfluß des zuerst gebildeten Strukturinventars in der nachfolgenden Phase. In einer ersten Phase werden kurze Riftabschnitte mit isolierten Depozentren erzeugt. Mit Änderung der Streckungsrichtung verbinden sich die Riftsegmente zu einer durchgehenden Struktur, die orthogonal zur aktuellen Streckungsrichtung ist und Vorsprünge sowie Einbuchtungen aufweist. Die Modellierungsergebnisse zeigen in hohem Maße eine phänomenologische Übereinstimmung mit dem Strukturbild des ORG und den begleitenden Grabenrandschollen sowie der Depozentrenverteilung der frühen Riftsedimente (Abb. 2.6). Die Resultate aus Analogmodellierungen stützen somit die Folgerungen aus dieser Studie von einer oligozänen Streckungsrichtung, die ungefähr riftorthogonal orientiert war. Ferner geben beide Modellierungstechniken Hinweise auf eine mögliche zeitliche Einordnung und den Entstehungsmechanismus der Grabenrandschollen.

7.5.2 Entstehung der Grabenrandschollen

Die Simulation der ORG-Entwicklung klammert die Entstehung der Grabenrandschollen aus. Sie sind an Staffelbrüchen abgesetzte Schollenfelder, welche als Zaberner Senke und Vorbergzone weite Flächen der Schulterregionen einnehmen (Lage siehe Abb. 1.3). Die Modellierungsergebnisse der Parameterstudie ermöglichen, einen Erklärungsansatz für die Existenz und die Lage dieser tektonischen Großbauelemente zu entwickeln. Die Hypothese lehnt sich an das Modell von SCHUMACHER (2002) an, wonach es im initialen Riftstadium zur Entstehung von pull apart-Strukturen an präexistenten Störungssystemen kam.

Zeitliche Einordnung ihrer Entstehung

Die größten Bruchschollenfelder befinden sich jeweils an der Riftflanke, die der Hauptrandverwerfung gegenüber liegt. Im südlichen ORG begleitet die Vorbergzone die östliche Grabenschulter. An der Hauptrandverwerfung im Westen treten nur kleinmaßstäbliche Grabenrandstrukturen auf. Mit dem Riftpolaritätswechsel auf der geographischen Breite Straßburgs wechselt das Bruchschollenfeld als Zaberner Senke an den westlichen Grabenrand. Entlang der Hauptrandverwerfung im Osten findet sich die Langenbrückener Senke mit einer erheblich geringeren Ausdehnung. Ein Riftpolaritätswechsel wird folglich von einer komplementären Verlagerung der großmaßstäblichen Bruchschollenfelder auf die andere Grabenseite begleitet. Dieser Zusammenhang kann als Indiz gewertet werden, daß an der Grabenflanke mit der Hauptrandverwerfung die Deformation auf diese Störung mit ihren niedrigen Scherfestigkeiten konzentriert wird. An der gegenüberliegenden Riftflanke ist die Deformation auf mehrere Störungssysteme mit höheren Scherfestigkeiten verteilt.

Die Hauptrandverwerfungen sind fast über ihre gesamte Längenerstreckung als präexistente Störungen identifiziert (siehe Abb. 2.9). Auf den Grabenrandschollen treten mit den Lymnänenmergeln des späten Priabons Ablagerungen aus der Initialphase des riftings auf (GROSCHOPF et al., 1996). Die Entstehung der Grabenrandstrukturen ist daher in das späte Priabon zu plazieren. Die Hauptrandverwerfungen lokalisierten bereits zu rifting-Beginn die Deformation und unterbanden die Entwicklung von Bruchschollenfeldern in ihrem Liegenden.

Die zeitliche Einordnung wird durch Daten aus anderen geowissenschaftlichen Disziplinen gestützt. Die Modellierungsergebnisse der Parameterstudie sagen eine Ausweitung der Extension in den Graben voraus (Kap. 6.7.1.4). Subsidenzanalysen an seismischen Profilen belegen für alle Abschnitte des ORG ebenfalls eine Wanderung der Extension in den Graben (SCHAD, 1962; MEIER, 1989; LUTZ & CLEINTUAR, 1999). Eine Akkommodation der Extension an Störungssystemen der Riftflanken ist im ORG-Gebiet nur gegeben, wenn diese präexistent sind (Kap. 2.5.2). Sowohl die numerischen Prognosen als auch die Beobachtungen am realen Anwendungsfall schließen damit aus, daß die Bruchschollenfelder erst im Laufe der Riftentwicklung durch eine Migration der Extension von den Randstörungen in ihr Liegendes entstanden sind.

Strukturinventar der Bruchschollenfelder

Die Schollen setzen gegeneinander an zum Graben hin einfallenden Abschiebungen ab (ORTLAM, 1970; KESSLER & LEIBER, 1980; GROSCHOPF et al., 1996). Die Staffelbrüche weisen eine hohe Variabilität in ihren Orientierungen auf, die meist nicht dem regionalen Streichen des ORG entsprechen. Sie konvergieren in der Zaberner Senke und der Vorbergzone in ENE-WSW-

streichenden Schwächezonen oder enden an diesen (z. B. Rheingraben-Bresse-Transformzone, LBZ).

Numerische Studien über die Evolution eines kontinentalen Rifts sagen die Entstehung sekundärer Scherzonen jeweils in das Hangende einer präexistenten Schwächezone voraus. Diese fallen gegensätzlich zur nahen Schwächezone ein (z. B. MELOSH & WILLIAMS, 1989; HASSANI & CHÉRY, 1996; BUITER et al., 2002; HUISMANS & BEAUMONT, 2003). In den Simulationen dieser Arbeit können Staffelbrüche im Liegenden der Randstörungen ebenfalls nicht nachgebildet werden. Es kommt bei Implementierung einer Verformungsschwächung zur Ausbildung von antithetischen Scherzonen im Graben. Flexurelle Spannungen aufgrund des regionalisostatischen Ausgleichs sind ursächlich für diese Verformungslokalisation im Hangenden der Randstörungen (Kap. 6.7.1.4). In Analogmodellierungen werden dagegen durch eine basale Scherung der Sprödschicht an einem fließfähigen Substrat zueinander parallele Abschiebungen geschaffen (MCCLAY & ELLIS, 1987). Das gleiche Strukturinventar kann in numerischen Modellierungen erzeugt werden, wenn ein isostatischer Ausgleich mit der Entstehung flexureller Spannungen unterdrückt wird (NAGEL & BUCK, 2004). Die Entstehung von Staffelbruchsystemen ist somit eher in Gebieten mit geringfesten Einheiten und fließfähigen Horizonten zu erwarten, in denen flexurelle Spannungen nicht aufgebaut werden können (z. B. WORALL & SNELSON, 1989). Für das ORG-Gebiet sprechen die Hebung der Schultern und die Migration der Extension in den Graben gegen diese Situation. Es scheint daher angezeigt, die Entstehung der Staffelbrüche, ihr Konvergieren in oder Auslaufen gegen Blattverschiebungen in einem transtensionalen Regime zu platzieren.

Kinematisches Modell für die initiale Riftphase

Für das späte Priabon schlägt SCHUMACHER (2002) ein Blattverschiebungsregime im ORG-Gebiet vor. Die Entstehung der ersten Depozentren sei an pull apart-Strukturen gebunden, die aus der Reaktivierung von ENE-WSW- sowie NNE-SSW-streichenden Störungen entstanden. Als Hinweise hierfür werden der von der Streichrichtung des ORG abweichende Isopachenverlauf der Riftsedimente sowie die Begrenzung der Depozentren an diesem Störungssset gewertet. Die Depozentren zeichnen die Lage permokarboner Grabenstrukturen nach und sind durch Schwellen bzw. Hochschollen voneinander getrennt (Abb. 7.35a).

Die Bruchschollenfelder ordnen sich mit dem Zeitraum ihrer Entstehung, ihrem Strukturinventar und mit ihrer Lage in diese kinematische Modellvorstellung ein. Durch die Reaktivierung der ENE-WSW-streichenden Störungen als sinistrale Blattverschiebungen entstanden zwischen ihnen im ORG-Gebiet divergente Übertritte. Die NNE-SSW-orientierte Haupttrandverwerfung des späteren ORG fungierte als eine Abschiebung auf der einen Seite eines pull aparts (Abb. 7.35b). Auf der gegenüberliegenden Seite wurde die Extensionskomponente an einem System paralleler Schrägabschiebungen aufgefangen. Sie konvergieren lateral in den Blattverschiebungen und besitzen meist eine von der Streichrichtung des ORG abweichende Orientierung.

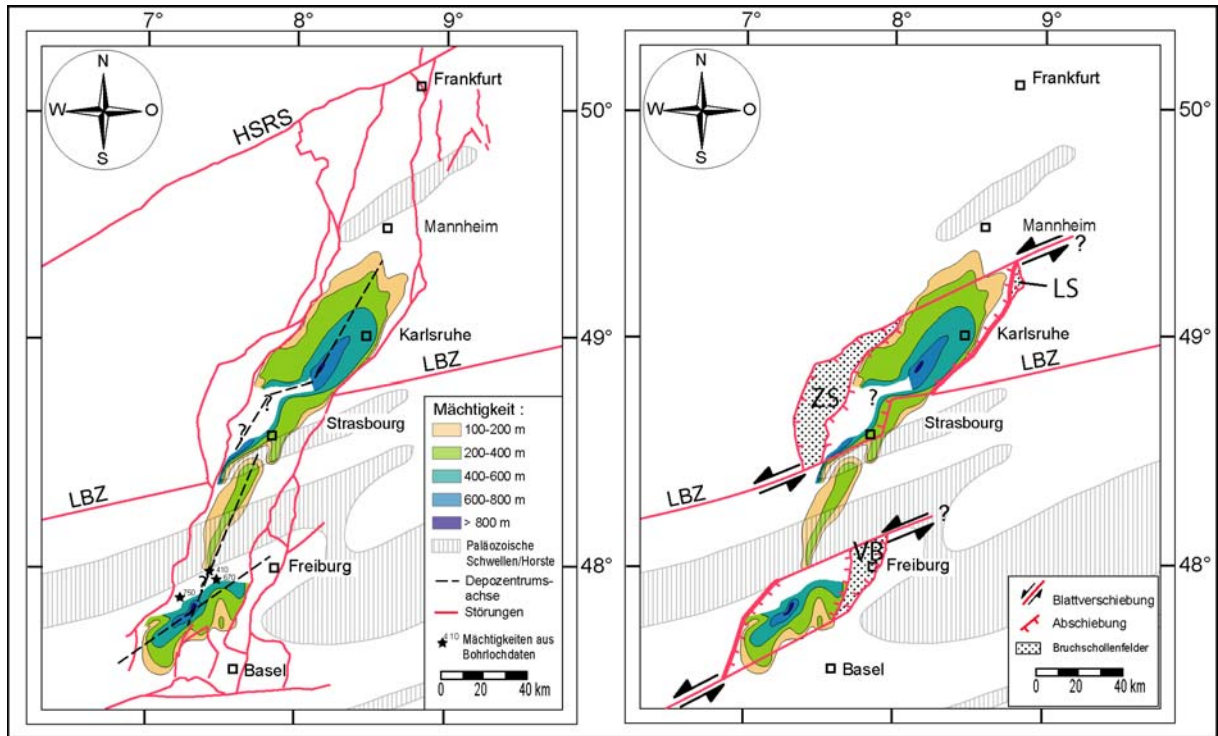


Abb. 7.35: Mächtigkeitsverteilung der spätpriabonen Grabensedimente mit kinematischem Modell; Isopachenverlauf nach DOEBL (1967, 1970); kinematisches Modell modifiziert nach SCHUMACHER (2002).

- a. Isopachenkarte der Lymnänenmergel/Salzformation (spätes Priabon), Verlauf der Depozentrenachsen sowie Becken- und Schwellengliederung des Permokarbons.
- b. Kinematisches Modell für das späte Priabon; Hauptrandverwerfungen des späteren ORG mit höherer Konturstärke; VB: Vorbergzone; LS: Langenbrückener Senke; ZS: Zaberner Senke.

Die Modellierungen liefern eine Hilfestellung, welches lokaltektonische Regime in den pull aparts vorlag. In Phase II wird das Blattverschiebungsregime durch den variablen Störungsverlauf in Felder lokaler Transpression und Transtension aufgelöst. Im nördlichen ORG-Gebiet stellt sich im Schnittbereich sich kreuzender Störungen ein Extensionsregime ein (Tafel 5 Abb. d). Eine lokale Identität von $\sigma_v = \sigma_1$ darf somit in den pull aparts des späten Priabons ebenfalls vermutet werden. Das kinematische Modell erlaubt keine Aussagen zur Orientierung der Hauptnormalspannungen σ_H und σ_h im späten Priabon. Es basiert auf der Reaktivierung präexistenter Störungssysteme, wobei die mechanischen Eigenschaften der ENE-WSW-streichenden Störungen unbekannt sind. Ihre Kenntnis ist aber Voraussetzung, um Aussagen über die Ausrichtung der horizontalen Hauptnormalspannungen abzuleiten.

7.6 Ausblick und offene Fragestellungen

Die Modellstudie gibt Antwort auf die in der Einleitung gestellte Frage nach den primären Steuerfaktoren für die Becken- und Krustenarchitektur im ORG. Der Stil der lithosphärischen Extension wird ebenfalls aufgeklärt (Kap 6.7.4). Ferner gibt sie Hilfestellungen, um die gegensätzlichen Auffassungen in Bezug auf die geodynamischen Modellvorstellungen zur ORG-Evolution anzunähern (Kap. 7.4 und 7.5).

Die Ableitung der Kenntnisse resultiert aus einer befriedigenden Übereinstimmung zwischen den Modellierungsergebnissen und den Vergleichsdaten für den südlichen und zentralen ORG sowie Bereichen des nördlichen Riftsegments. Der südliche Grabenabschluß, das Strukturinventar in den Grabenschultern und bedeutende Schwächezonen im Graben sind jedoch nicht in die Simulation eingebunden. Neben dieser räumlichen Beschränkung nimmt die Studie nur Bezug auf die Zeitabschnitte sedimentärer Überlieferung. Es bleiben somit nicht dem rifting im Zusammenhang stehende Prozesse unberücksichtigt, die wesentlichen Einfluß auf das Strukturbild in den Zeiten der Nichtsedimentation nahmen (z. B. die nordwärtige Wanderung der peripheren Vorlandaufwölbung). Die Studie hinterläßt folglich trotz der Erweiterung des Kenntnisstandes über die oberrheinische Riftentwicklung eine Reihe ungeklärter Fragestellungen, die möglicherweise Basis zukünftiger Projektentwicklungen darstellen. Im folgenden werden die bedeutendsten Unklarheiten kurz umrissen.

7.6.1 Hiatus im Jungtertiär

Die Modellierung gibt die Mächtigkeitsverteilung jungtertiärer und quartärer Grabenablagerungen im nördlichen ORG mit einem hohen Genauigkeitsgrad wieder. Für die Akkommodation der Sedimente sind sinistrale Versätze über das Riftsystem von bis zu 4.5 km notwendig. Diese Beträge liegen am oberen Ende der Abschätzungen auf Basis geomagnetischer und struktureller Untersuchungen. Allerdings deckt die Studie lediglich die Zeitabschnitte mit sedimentärer Aufzeichnung zwischen dem späten Aquitan und dem frühen Serraval sowie des Quartärs ab. Dies wirft die Frage nach den tektonosedimentären Verhältnissen für den dazwischen befindlichen Zeitraum auf, aus dem keine sedimentären Zeugnisse überliefert sind.

Eine mögliche Erklärung für diesen langzeitlichen Hiatus ist aus der Nachbildung der jungtertiären Blattverschiebungsphase erhältlich. Die Studie identifiziert die Grabenrandstörungen als die schwächsten tektonischen Lineamente im ORG-Gebiet. Differentieller Versatz entlang dieser Verwerfungen ist zwingend, damit die jungtertiäre und quartäre Sedimentakkumulation in ihrem Hangenden erfolgen kann. Durch den variablen Verlauf der Randstörungen und den ORG querende Schwächezonen wird in Modell und Realität das überregionale Blattverschiebungsregime in tektonische Domänen mit unterschiedlichen Störungstypen entlang der Riftstruktur aufgelöst. Die Fehlorientierung des präexistenten Strukturinventars gegenüber der optimalen Ausrichtung einer tektonischen Bewegungsfläche variiert in Abhängigkeit vom lokaltektonischen Regime. Es konnte in den Modellierungen gezeigt werden, daß der Aktivität der Randstörungen sehr enge Grenzen in Bezug auf die Größe der Reibungskoeffizienten und ihrer Orientierung zum lokalen Spannungsfeld gesetzt sind (Kap. 7.4.1). Eine geringfügige Erhöhung ihrer Koeffizienten, gegebenenfalls in Verbindung mit einer örtlichen Reorganisation des Spannungsfeldes, kann ein Reibungsgleiten über weite Abschnitte der Störung unterbinden und so möglicherweise einen regional auftretenden Hiatus verursachen. Konkrete Hinweise darauf, daß dieser kausale Zusammenhang im ORG-Gebiet

tatsächlich vorlag, sind im südlichen Grabenabschnitt erhältlich. Im dortigen östlichen Grabenrandbereich überprägen Faltenzüge ältere Extensionsstrukturen (LAUBSCHER, 2001, 2003). Die Abschiebungen einschließlich der östlichen Grabenrandstörung wurden nicht kompressiv reaktiviert, sondern in die Faltung einbezogen. LAUBSCHER (2001) vermutet ein regionaltektonisch vorherrschendes Kompressionsregime für die Entstehung der dortigen Faltenstrukturen und platziert den Beginn der Einengung auf das Langhium. Dies ist zeitgleich mit dem Einsetzen des beckenweiten, jungtertiären Hiatus im ORG.

Im zentralen Riftsegment bis auf die geographische Breite der Stadt Karlsruhe wird die östliche Randstörung ebenfalls von Falten in der Grabenfüllung begleitet (ROTSTEIN, mündl. Mitt.). Diese können nicht als Rampeantiklinalen im Hangenden von Abschiebungen interpretiert werden. Eine exakte zeitliche Einordnung ihrer Entstehung ist bisher nicht gelungen. Damit muß noch spekulativ bleiben, ob sie mit dem lokalen Transpressions- bzw. Kompressionsregime in diesem Grabenabschnitt in Verbindung stehen oder die Konsequenz einer potentiellen regionalen Umorientierung der Spannungstrajektorien im Jungtertiär aufzufassen sind.

Neben einer raumgreifenden Akkommodation der Deformation durch Faltung kann die abschnittsweise Deaktivierung der Grabenrandstörungen auch an anderen diskreten Scherzonen mit einer geringeren Fehlorientierung zum lokalen Spannungsfeld aufgefangen werden. Im rezenten Beanspruchungsplan Mitteleuropas treten damit strukturelle Lineamente in den Vordergrund, die außerhalb der oberrheinischen Riftstruktur liegen. An dieser Stelle ist insbesondere die Albstadt-Scherzone zu nennen. Sie begleitet wie die Faltenstrukturen ab der geographischen Breite der Stadt Karlsruhe den gesamten zentralen und südlichen Grabenabschnitt in einem Abstand von ca. 150 km östlich des ORG. An diesem seismisch aktiven Lineament finden ebenfalls sinistrale Verschiebungen statt (STANGE & BRÜSTLE, 2005). Es bestehen allerdings keine Kenntnisse darüber, unter welchen mechanischen Rahmenbedingungen eine Partitionierung der Deformation zwischen den zueinander parallelen Schwächezonen erfolgt und inwieweit dieser Verschiebungstransfer die sedimentäre Entwicklung im Riftsystem beeinflusst. Die Modellstudie leistet durch Ermittlung der mechanischen Kennwerte auf den Grabenrandstörungen bereits einen Beitrag für eine künftige Aufklärung dieser Fragestellung. Doch einer konkreten Lösungsentwicklung stehen gegenwärtig noch die im Fluß befindliche strukturkinematische Interpretation dieser Schwächezone entgegen (vgl. REINECKER & SCHNEIDER, 2002; HILLER, 2005).

7.6.2 Wiederaufnahme der Subsidenz im Quartär

Im südlichen Grabenabschnitt des FE-Modells gelangen während der Phase II Sedimente mit nennenswerten Mächtigkeiten nicht zum Absatz, obwohl nahe der südlichen Modellgrenze sowie im ausgegrenzten Grabensegment zwischen den Städten Freiburg und Basel mit dem Beginn des Quartärs wieder flächenhaft Ablagerungen verbreitet sind (BARTZ, 1974). Die Simulation der ORG-Entwicklung gibt somit keine Anhaltspunkte für die Wiederaufnahme der Subsidenz in dieser Region. Als Ursachen für die quartäre Subsidenz werden neben der Halokinese auch lokale Extension an grabeninternen Strukturen vermutet (SCHUMACHER, 2002; LAUBSCHER, 2003). Beide Erklärungsansätze vermögen allerdings nicht die flächige Verbreitung quartärer Ablagerungen, den regionalen Aufstieg beider Grabenschultern (vgl. DEMOULIN et al., 1998) und das Blattverschiebungsregime im südlichen ORG zu erklären.

Der Schichtausfall im südlichen Riftsegment umfaßt nahezu das gesamte Jungtertiär. Die Auslösung der spätoligozänen Cerithienschichten und frühmiozänen Hydrobienschichten in Richtung zum südlichen Grabenabschnitt sowie der dort vorliegende geringe Kompaktionsgrad älterer Grabenablagerungen sind als ein Indiz zu werten, daß im Jungtertiär im Süden des ORG-Gebietes keine Sedimente zur Ablagerung kamen (ROLL, 1979; SISSINGH, 1998). Die Nichtsedimentation ist vermutlich eine Konsequenz aus der nordwärtigen Wanderung der peripheren Vorlandaufwölbung in den südlichen ORG (LAUBSCHER, 1992; SCHUMACHER, 2002). Der Grund für eine Wiederaufnahme der Sedimentation muß damit nicht zwangsläufig in einer Veränderung der tektonischen Rahmenbedingungen zu suchen sein. Es sind ebenfalls kausale Zusammenhänge mit der Ausbildung der peripheren Vorlandaufwölbung denkbar. Solche großmaßstäblichen Faltenstrukturen beeinflussen über die flexurellen Spannungen signifikant eine bestehende Spannungstiefenverteilung (CLOETINGH & BUROV, 1996). In der Folge tritt im konvexen Bereich solcher Faltengebirge Extension auf. Diese scheidet allerdings als Erklärung für die quartäre Sedimentation im südlichen Riftsegment aus, weil sie lediglich den Scheitelbereich der Vorlandaufwölbung in Graben und Schultern betrifft. Die regional auftretende Sedimentation und die gegensätzliche Bewegung zwischen Graben und Schultern des ORG können nicht darauf zurückgeführt werden. Eine Ursachenforschung muß deswegen vielmehr auf die Fragestellung abzielen, inwieweit Änderungen in den flexurell-isostatischen Ausgleichsprozessen, welche die Geometrie der Vorlandaufwölbung bestimmen, die laterale Verteilung der isostatischen Ausgleichskräfte unter Schulter und Graben ändern kann. Ein Hinweis darauf, daß solche Änderungen geschehen und eine gegensätzliche Vertikalverschiebung von Graben und Flanken verursachen, ist aus der Hebung des nordalpinen Molassebeckens mitsamt den Riftschultern bei gleichzeitiger Subsidenz des Grabenblocks erhältlich (ANDEWEG & CLOETINGH, 1998). Für eine umfassende numerische Rekonstruktion der ORG-Evolution ist die Beantwortung dieser Fragestellung zwingend, denn die Spannungstiefenverteilung bestimmt, ob Reibungskoeffizienten und Tiefgang der überregionalen Schwächezonen überhaupt als primäre Einflußfaktoren auf die Riftarchitektur und -evolution wirken (Kap. 6.5.3). Als weiterer Erklärungsansatz für den jungtertiären Hiatus kommt damit auch eine Modifikation der Spannungstiefenverteilung durch flexurelle Spannungen in Betracht, welche die Konzentration der integrierten Festigkeit in dem Tiefenintervall, daß die Schwächezonen enthält, bedeutsam reduziert und so einen Versatz entlang dieser Störungen verringert oder unterbindet.

7.6.3 Extension in den Grabenschultern

Im nördlichen ORG gewinnt das Gebiet känozoischer Extension und Sedimentation erheblich an Breite. Dort wurde die Deformation an präexistierenden Schwächezonen verschiedener Orientierungen lokalisiert (Kap. 2.5.2). Die bedeutendste Aufnahme der Extension fand in der östlichen Grabenschulter des nördlichen ORG statt. In diesem Gebiet akkommodierten die Randstörungen der Hanau-Seligenstädter Senke und ihre Fortsetzungen im Odenwald mehr als 2 km störungsenkrechten Horizontalversatz (MEIER, 1989). Die Senke zeichnete sich in ihrer N-S-Ausrichtung erst im Laufe des Chatt als Sedimentfänger ab (GOLWER, 1968). Zuvor wies das dortige känozoische Sedimentationsgebiet eine WSW-ENE-Erstreckung auf (BLUM, 1987). Es scheint somit im ORG-Gebiet ein Dehnungstransfer in unterschiedliche Richtungen zu verschiedenen Zeitpunkten vorzuliegen. So vollzog sich nach übereinstimmenden Befunden dieser Modellstudie, von Isopachen-

darstellungen sowie seismischen Daten (vgl. SCHAD, 1962; STRAUB, 1962; MEIER, 1989; LUTZ & CLEINTUAR, 1999) im Rupel und Chatt eine Ausweitung der Extension auf grabeninterne Strukturen. Im weiteren Verlauf des Chatts wurde die östliche Riftflanke ebenfalls von Dehnung und Beckenbildung erfaßt. Die Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung liefert keine Erklärung für den Extensionstransfer in die Riftschulter, weil das dortige Strukturinventar aufgrund des lückenhaften Kenntnisstandes nicht in ein FE-Modell aufgenommen werden kann. Allerdings kann aus den Modellierungsergebnissen der Parameterstudie erschlossen werden, welche Erklärungsansätze im ORG-Gebiet nicht zutreffen.

Aus konzeptuell angelegten Modellierungsstudien werden eine Reihe möglicher Ursachen für einen Extensionstransfer in die Riftschultern genannt. Diese sind:

1. geometrische Härtung: Die Grabenrandverwerfungen verflachen sich in ihrem Einfallen mit zunehmender Extension. Sie besitzen folglich eine größere Fehlorientierung gegenüber der optimalen Störungsausrichtung im äußeren Spannungsfeld und werden schließlich deaktiviert (BOTT, 1997; BERTOTTI et al., 2000).
2. Kompression in der Grabensäule, weil Potentialdefizit des Grabens gegenüber den Schultern. Die Riftflanken werden durch den Potentialüberschuß gedehnt (BUCK et al., 1999).
3. viskose Härtung: Bei niedriger Extensionsrate führt die Mohoanhebung unter dem Rift durch ein quasistationäres Temperaturfeld zu einer Zunahme der integrierten Festigkeit. Die Schulterregionen werden aufgrund ihrer geringeren Festigkeit die Orte bevorzugter Extension (ENGLAND, 1983; VAN WIJK & CLOETINGH, 2002).

Nach BASSI et al. (1993) erlangen die kompressiven Spannungen nur dann eine quantitative Relevanz für eine Verlagerung der Extension, wenn es bei niedrigen Extensionsraten zu einer viskosen Härtung in der Grabensäule kommt. Die Ursachen nach den Punkten 2 und 3 treten somit zusammen auf.

Die geometrische Härtung nach Punkt 1 scheidet im ORG-Gebiet als Grund für die Extension in den Grabenschultern aus. Die Grabenrandstörungen rotieren zu niedrigen Einfallswinkeln, wenn sie geringe Reibungskoeffizienten aufweisen und sich in einem Kontinuum mit hoher integrierter Festigkeit befinden (Kap. 6.5.3). Unter diesen Vorbedingungen ist jedoch eine Präferenz für eine grabeninterne Extension gegeben, weil sich im Grabenblock die Verformungsbeträge aus der Ausbildung antithetischer Flexuren addieren (Kap. 6.7.1.4 und Abb. 6.49). Die numerische Rekonstruktion der Subsidenzentwicklung belegt diesen grabenwärtigen Dehnungstransfer für den ORG (Kap. 7.4.6). Darüber weisen im nördlichen ORG die Randstörungen ein oberflächennahes Einfallen von 60 bis 70° auf (DOEBL, 1970; MEIER, 1989; DURST, 1991). Dies liegt im Bereich dessen, was die elastoplastischen Versagenskriterien (Gl. 4.3 und 4.4) als die Flächenlage geringster Bruchfestigkeit für ein Extensionsregime prognostizieren. Eine Fehlorientierung und geometrische Härtung der Grabenrandverwerfungen ist demnach in der ORG-Region nicht gegeben.

Die viskose Härtung nach den Punkten 2 und 3 greift nicht als Erklärung für die Extension in den Grabenschultern. Der Anstieg der äquivalenten Spannungen in der tieferen Unterkruste und Mantellithosphäre wird von einem komplementären Festigkeitsabbau in der oberkrustalen Spröddomäne begleitet, sodaß während der Extension keine Zunahme der integrierten Festigkeit in der Grabensäule stattfindet (Kap. 7.2.6). Allerdings lassen die Ergebnisse der Parameterstudie vermuten, daß nicht der Anstieg der integrierten Festigkeit verantwortlich für eine Auswanderung der Dehnung in die Grabenschultern ist. Vielmehr bestimmen die relativen Festigkeitsanteile zwischen den Tiefen-

intervallen, in denen die Schwächezonen eingebettet sind, und den sich raumgreifend verformenden Abschnitten den Deformations- und Strukturstil in einem Rift. Während der Extension wird durch die viskose Härtung dem Bereich bruchhafter Verformung zunehmend die symmetrische Deformation des Kriechregimes aufgeprägt. Dabei stellt der Versatz an Schwächezonen des Sprödreimes eine passive Reaktion auf die Extension ohne wesentlichen Einfluß durch die mechanischen Störungseigenschaften dar. Durch die viskose Härtung wird somit die Bedeutung von Sprödbbruchzonen als Lineamente bevorzugter Verformungslokalisation herabgesetzt. Es kann im Rahmen der Modellstudie nicht beurteilt werden, ob eine signifikante Änderung der Festigkeitsanteile in weiterer Konsequenz eine Extension in den Riftflanken nach sich zieht. Dieser lohnenswerte Untersuchungsgegenstand steht außerhalb dem Zielaspekt dieser Arbeit. Dennoch zeigen im folgenden die Simulationsresultate und seismische Befunde, daß jegliche Modifikationen der Spannungstiefenverteilung im ORG-Gebiet nicht ursächlich für die Dehnung in der östlichen Riftflanke sind.

In der Modellierung spiegelt sich die Veränderung in der Spannungstiefenverteilung in der zeitlichen Verlagerung der maximalen Mohoaufwölbung von einer Grabenflanke in Richtung auf die Grabenmitte wider. Diese Wanderung beschränkt sich allerdings auf den südlichen und zentralen ORG. Sowohl in der Modellierung als auch in der Realität waren die dortigen Riftflanken keiner nennenswerten Extension während der ORG-Entwicklung unterworfen. Im nördlichen ORG fallen die Mohoanhebung und damit die viskose Härtung geringer aus als in der Mitte und im Süden. Dies macht einen wesentlichen Einfluß des Kriechregimes auf den Struktur- und Deformationsstil der nördlichen ORG-Region sehr unwahrscheinlich. Zudem befindet sich dort die axiale Mohohochlage teilweise unter der östlichen Riftflanke (siehe Abb. 5.1), sodaß eine Zunahme der äquivalenten Spannungen eher in der Schulter als im eigentlichen Grabengebiet angenommen werden darf. Neben einer geometrischen Härtung der Grabenrandstörung muß somit auch eine Änderung der Spannungstiefenverteilung als mögliche Ursache für die Migration der Dehnung in die östliche Riftflanke ausgeschlossen werden.

Die Gründe für den Extensionstransfer stehen vermutlich nicht mit der Evolution des ORG in Verbindung. Eine Abnahme der Reibungskoeffizienten auf den Störungen der östlichen Grabenschulter ist als Ursache ebenso denkbar wie eine beginnende Neuausrichtung der Spannungstrajektorien im Vorgriff auf die frühmiozäne Reorganisation des Spannungsfeldes. Diese Erklärungsanstöße können möglicherweise die Basis für künftige numerische Lösungsentwicklungen bilden. Im Augenblick sind diese in Anbetracht eines lückenhaften Informationsstandes über die tektonosedimentäre Entwicklung und gegensätzlichen Auffassungen über die strukturkinematische Interpretation dieses Gebietes noch als spekulativ zu betrachten.

8. Synthese der Modellierungsergebnisse

Es wurden thermomechanische Vorwärtsmodellierungen zur oberrheinischen Riftevolution mit der Finite-Element-Methode durchgeführt. Zielvorgabe waren die numerische Rekonstruktion der Grabensubsidenz, des Schulteraufstiegs und der Mohoaufwölbung, um Aussagen zur Becken- und Krustenarchitektur sowie zur Entwicklungsgeschichte des Oberrheingrabens zu gewinnen. In einer Parameterstudie wurden zudem die Auswirkungen von in ihrer Größe unbekannten Steuerungsfaktoren auf die Struktur und Evolution des Oberrheingrabens untersucht und best fit-Einstellungen für diese Einflußgrößen festgelegt. Es konnten neben Aussagen zur eigentlichen Zielvorgabe ebenfalls Kenntnisse zum grundlegenden Ablauf thermomechanischer Prozesse bei kontinentalem rifting gewonnen werden.

8.1 Grundlegende Aussagen zu kontinentalem rifting

Die Modellierungen der Parameterstudie und die eigentliche Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung ermöglichen ein vertieftes Prozeßverständnis bei Extension in kontinentaler Lithosphäre.

Grundlegende Aussagen aus der Parameterstudie (Kap. 6)

Es wird eine aktive Rolle der Störungseigenschaften auf die Riftarchitektur aufgezeigt. Die Vertikalbewegungen von Schultern, Moho und Riftbecken sind eine Funktion der Geometrie, des Tiefgangs und der Reibungsfestigkeit der Grabenrandstörungen. Diese Abhängigkeit besteht, wenn die integrierte Festigkeit der Lithosphärensäule vornehmlich in dem Tiefenintervall konzentriert ist, das die Schwächezonen enthält. Das Tiefenintervall fungiert sodann als Transmitter der Plattenrandspannungen und die Deformation wird an den Schwächezonen durch diskreten Versatz akkommodiert. Dieser Deformationsstil im simple shear-Modus dominiert über die gesamte Mächtigkeit der mechanischen Lithosphäre. Ist dagegen die integrierte Festigkeit vornehmlich in sich raumgreifend verformenden Tiefenabschnitten konzentriert, treten die Störungseigenschaften als Einflußfaktoren auf die Strukturgestaltung eines Rifts zurück. Der Lithosphäre wird der Deformationsstil im pure shear-Modus aufgeprägt. Die Störungen wirken nicht als Schwächezonen und verformen sich passiv.

Kommt den Störungseigenschaften ein primärer Einfluß auf die Strukturgestaltung zu, so ist der Tiefgang einer Störung eine Funktion ihres Reibungskoeffizienten und steigt mit dessen Abnahme. Die Absenkung des Grabens entlang von Schwächezonen ist bei kleinen Reibungskoeffizienten hoch, weil über eine größere Tiefe die Deformation durch Versatz an den Störungen lokalisiert wird. Bei hohen Reibungsfestigkeiten liegt entsprechend eine geringe Absenkung des Riftbeckens vor. Die Deformation wird dann auch abseits der Randstörungen durch eine deutliche Ausdünnung von Ober-, Unterkruste und Mantel akkommodiert.

Das Potentialdefizit durch den Grabenkollaps wird regionalisostatisch durch die Anhebung von Riftbecken, Grabenschultern und Moho ausgeglichen. Für niedrige Reibungskoeffizienten läßt das tiefe Riftbecken ein hohes Hebungsmaß erwarten. Allerdings unterliegt in diesem Fall die Lithosphäre einer geringen vertikalen Ausdünnung, um die gleiche Extension zwischen beiden Randverwerfungen wie bei hohen Reibungskoeffizienten zu erreichen. Es verbleiben in der Folge zu

kleineren Reibungskoeffizienten hin das tiefere Riftbecken und die höheren Riftflanken, aber eine geringere Aufwölbung der Moho. Die Unterschiede in den Vertikalbewegungen sind für das Riftbecken am höchsten und liegen über die Bandbreite möglicher Reibungskoeffizienten bei über 1000 m.

Bei einer ganzheitlichen Betrachtung eines Rifts bleibt der Zusammenhang zwischen Reibungskoeffizienten und Vertikalbewegungen auch dann erhalten, wenn eine innerkrustale (Teil)kompensation des isostatischen Ungleichgewichts geschieht. Im lokalen Maßstab kann dagegen ein lateraler Transfer viskosen Substrats Einfluß auf die Vertikalverschiebungen im flachkrustalen Bereich nehmen. Der Transport erfolgt im Kriechregime der tiefen Oberkruste und ist eine Reaktion auf lokale Potentialdefizite, die durch die Subsidenzzentren an den Grabenflanken entstehen. Richtung und Ausmaß des duktilen Flusses sind an Reibungskoeffizienten, Tiefgang und Geometrie der Randstörungen geknüpft. Der Fluß erfolgt grundsätzlich aus den Grabenflanken und aus dem Riftaxialbereich unter die Subsidenzzentren. Die dortigen Absenkungen werden gepuffert, die Schulteraufstiege reduziert und somit die Rifttopographie geglättet. Zu niedrigen Reibungskoeffizienten kann der Transport aus der Grabenmitte unterbunden werden, weil die Randstörungen Impermeabilitätsflächen darstellen und durch ihre große Tieferenerstreckung die Breite des Fließkanals einschränken. Zu hohen Reibungskoeffizienten vermag die geringe Subsidenz an den Grabenflanken keinen Massentransfer zu initiieren, sodaß sich ein Maximum des duktilen Flusses bei mittleren Reibungswerten ergibt. Für die in der Parameterstudie gewählten thermisch-rheologischen Rahmenbedingungen und die vorgegebene Krustenkonfiguration ist das Maximum des duktilen Flusses zwischen den scheinbaren Reibungskoeffizienten 0.2 bis 0.4 anzusiedeln.

An einer planaren Randstörung bleibt der bilaterale Materialtransfer zu dem Subsidenzzentrum erhalten. Die Materialextusion aus dem Graben akkommodiert den vorwiegend vertikalen Versatz am unteren Störungsende. Durch die geringe horizontale Distanz zwischen dem oberen und dem unteren Ende der Verwerfung wird das extrudierte Material unter dem Subsidenzzentrum plaziert. Bei listrischen Störungen ist diese Platznahme aufgrund der größeren Distanz zwischen beiden Enden, dem dominant horizontalen Versatz am unteren Störungsende in der Gegenrichtung und dem größerem Störungstiefgang nur sehr eingeschränkt möglich. Der Massentransfer ist an einer listrischen Störung vorwiegend unilateral von den Schultern zu dem Subsidenzzentrum gerichtet.

Ursächlich für einen größeren Tiefgang der listrischen Grabenrandstörungen ist die geringe Distanz zwischen ihnen am Spröd-viskos-Übergang. Sie erzeugt dort hohe Verformungsraten, wodurch eine viskose Härtung und schließlich eine Sprödreaktion hervorgerufen wird.

Der Massentransfer aus dem Graben stützt den Schulteraufstieg und dämpft die Absenkung in den Subsidenzzentren. In einem Rift mit planaren Grabenrandstörungen sind deshalb die Schultern höher und die Absenkung des Grabens geringer als wenn die Verwerfungen listrisch sind. Die kleinere innerkrustale Kompensation des isostatischen Ungleichgewichts wird bei listrischen Störungen durch eine höhere Mohoaufwölbung ausgeglichen. Die Unterschiede in den Vertikalbewegungen zwischen beiden Störungsgeometrien sind für das Riftbecken am höchsten und belaufen sich auf bis zu 500 m.

Eine Modifikation des Flußmusters ist bei listrischen Störungen möglich, wenn sich durch unterschiedliche Reibungskoeffizienten auf den Grabenrandstörungen das rifting asymmetrisch vollzieht. Der geringe Tiefgang der Zweigstörung entfällt als Hemmnis für einen Fluß aus dem Graben unter das dortige Subsidenzzentrum. Der dominant horizontale Versatz am unteren Ende der Hauptstörung wirkt nun verstärkend auf den Fluß in der gleichen Richtung. Die Subsidenz an der Zweig-

störung wird gedämpft. Die hohe Tiefenerstreckung der Hauptstörung wirkt dagegen weiterhin als Hindernis für ein Materialtransport in ihr Liegendes. An der dortigen Grabenflanke erfolgt keine Pufferung der Absenkung. Somit führt bei planaren Randstörungen die Reibungskoeffizientendifferenz aufgrund des größeren Abstandes zwischen beiden Verwerfungen zu keinen Veränderungen im Flußmuster. Während der duktile Fluß im oberkrustalen Kriechregime bei planaren Randstörungen ausgleichend auf die Rifttopographie wirkt, verstärkt er bei listrischen Verwerfungen die Asymmetrie der Beckengeometrie.

Die Simulationen der Parameterstudie hoben vornehmlich auf die Konsequenzen ab, die Reibungskoeffizienten, Geometrie und Tiefgang der Grabenrandstörungen auf die Riftarchitektur ausüben. Bei andauernder Dehnung kann eine Abkühlung durch eine verringerte Wärmeproduktion und laterale Wärmediffusion die Spannungstiefenverteilung modifizieren und die relative Gewichtung der Einflußfaktoren von den Störungseigenschaften zu den thermisch-rheologischen Bedingungen des Kriechregimes verschieben. In allen Modellierungen der Parameterstudie blieben durch die Beschränkung auf eine horizontale Extension von nur 6.5 km die Störungseigenschaften die vorrangigen Kontrollparameter. Diese Beschränkung ermöglichte nicht, die funktionalen Zusammenhänge zwischen den Vertikalbewegungen der Dichtegrenzflächen und dem Extensionsbetrag zu definieren. Lediglich für die Absenkung des Riftbeckens konnte eine Nichtlinearität zwischen beiden Größen beobachtet werden, weil die Subsidenzrate durch die Verflachung einer Störung mit zunehmender Extension abnimmt.

Grundlegende Aussagen aus der Modellierung der oberrheinischen Riftentwicklung (Kap. 7)

Die Durchführung der Simulationen in drei Raumdimensionen und für den Anwendungsfall 'Oberrheingraben' erschließt die Kenntnis weiterer Prozeßabläufe bei kontinentalem rifting.

Trotz grabensenkrechter Streckungsrichtung sind bedeutende Blattverschiebungsbewegungen im Streichen des Rifts möglich. Die Bewegungssinne an zueinander parallelen Störungen können entgegengesetzt sein oder auch entlang derselben Störung wechseln. Betrag und Bewegungssinn der Blattverschiebungen werden neben dem variablen Störungsverlauf vor allem durch eine laterale Änderung der mechanischen Störungseigenschaften beeinflusst. Sie verursacht in der dritten Dimension ein unterschiedliches Ausmaß der Störungsrotation zu geringeren Einfallswinkeln und riftparallele Flexuren des Grabenblocks. Beide Auswirkungen haben Blattverschiebungen mit unterschiedlichem Bewegungssinn an derselben Stelle einer Störung zur Folge, die sich teilweise oder vollständig kompensieren.

Die Variationen in der Streichrichtung von Rifts und die Verschneidung unterschiedlicher Störungsorientierungen führen zur Auflösung eines regionaltektonischen Regimes in Domänen mit unterschiedlichen tektonischen Bewegungsflächen. Durch die verschiedenen tektonischen Regime weisen die riftparallelen Störungen unterschiedlichen Winkelabweichungen gegenüber die Orientierung der potentiellen Bruchfläche im umgebenden Kontinuum auf. Umfaßt das Spektrum deformativer Beanspruchung Kompressions- bis Extensionsstrukturen, sind den Reibungsfestigkeiten auf den Schwächezonen sehr enge Grenzen gesetzt, um ein Gleitverhalten über ihre gesamte Länge und Tiefe aufrechtzuerhalten. Ein lokales Überschreiten der Schwellenwerte deaktiviert die Verwerfung über einen weiten Flächenbereich und beeinflusst nachhaltig die tektonosedimentäre Entwicklung im gesamten Rift.

Die Dehnung der Lithosphäre kann mit einem lateralen Extensions- und Subsidenztransfer zwischen Grabenrandstörungen und riftinternen Strukturen verknüpft sein. Dieser lokaltektonische Vorgang vermag regionaltektonische Impulse völlig zu überdecken und konträre Subsidenzentwicklungen zwischen Grabenrandbereich und Riftzentrums hervorzurufen. Eine Abnahme der Extensionsrate muß daher nicht gleichbedeutend mit einer verringerten Subsidenz im Graben sein.

Die Ergebnisse aus den Modellierungen in drei Raumdimensionen stellen die Aussagekraft von ein- und zweidimensionalen Bilanzierungen zu geodynamischen Fragestellungen in Frage. Die Blattverschiebungsbewegungen trotz riftsenkrechter Extension und das zeitgleiche Auftreten unterschiedlicher Bewegungssinne an derselben Störung werden durch eine Reduktion der Problemstellung auf weniger als drei Dimensionen nicht erfaßt. Bei riftparalleler Translation geht die laterale Variabilität des tektonischen Regimes ebenfalls nicht in eine solche strukturkinematische Interpretation eines Gebietes ein. Die Beobachtungen deuten darauf hin, daß durch die Berücksichtigung der dritten Dimension möglicherweise multiphase Bewegungsabläufe tektonischer Strukturen zugunsten einfacherer Abwicklungen aufgegeben werden können.

In der Parameterstudie wird der nachhaltige Einfluß der Störungseigenschaften auf die strukturelle und sedimentäre Evolution eines Rifts aufgezeigt. Die Betrachtung in drei Raumdimensionen offenbart zusätzlich die außerordentliche Fernwirkung von lokalen und geringfügigen Änderungen in den Störungseigenschaften. Dieser Zusammenhang zeigt nicht nur die Notwendigkeit einer Sensitivitätsstudie, in der die primären Einflußfaktoren definiert werden. Er fordert insbesondere für numerische Fallstudien die Abstraktion des Untersuchungsobjekts auf zwei Dimensionen heraus und drängt bei der Lösungsentwicklung der Problemstellung zu einer ganzheitlichen und überregionalen Betrachtung des Datenschatzes.

Die Beobachtungen in der dritten Dimension unterstreichen die bereits erhobene Forderung, kinematische bzw. geodynamische Aussagen auf einer regionalen Aufnahme der Felddaten in Gesteinsverbänden mit zeitnahe Bezug zum Untersuchungsgegenstand zu gründen (Kap. 2.6.1).

8.2 Wesentliche Aussagen zur oberrheinischen Riftentwicklung

Aus dem bisherigen Kenntnisstand zur oberrheinischen Riftentwicklung wurden die in ihrer Größe unbekannten Kontrollfaktoren der Rifttopographie für die Parameterstudie sowie der Vergleichsdatensatz für die Bewertung der Modellierungsprognosen extrahiert. Die kritische Aufarbeitung der Informationen und die Schaffung des Vergleichsdatensatzes ermöglichten bereits im Vorgriff auf die Modellierungen den Erwerb gebietsspezifischer Kenntnisse. Alle Ergebnisse nehmen nur Bezug auf den Grabenabschnitt zwischen der Stadt Freiburg im südlichen Oberrheingraben und dem nördlichen Ende des Grabens an der Hunsrück-Taunus-Südrandstörung.

Aufarbeitung des Kenntnisstandes (Kap. 2)

Reflexionsseismische Untersuchungen erfassen nicht die Mohotopographie unter dem Grabenblock. Es bestehen folglich keine Informationen über die Existenz oder Nichtexistenz von diskreten Scherzonen in der tiefen Unterkruste und im Mantel. Dort werden dennoch Scherzonen aufgrund krustaler Mächtigkeitsdifferenzen zwischen beiden Schulterregionen vermutet. Diesem Postulat

wird widersprochen. Der Vergleich mit anderen seismischen Informationen weist die Mächtigkeitsunterschiede lediglich als Artefakt eines velocity pull down-Effekts aus. Geneigte Reflektoren der Oberkruste erreichen bei Vernachlässigung des Effekts eine Tiefenerstreckung von nur 17 bis 18 km anstatt der vermuteten 21 bis 22 km.

In verschiedenen geodynamischen Hypothesen wird aus der zeitlich-räumlichen Mächtigkeitsverteilung auf eine zeitweise Aktivierung des Grabens als ein dextrales Blattverschiebungssystem geschlossen. Dieser Interpretation wird nicht gefolgt. Das Oberrheingrabengebiet war gebietsweise in diesem Zeitraum von Erosion und einer Ausweitung der Extension in die Grabenschultern betroffen, sodaß das Subsidenzmuster im Graben nicht Variationen im regionalen Spannungsfeld reflektiert.

Produktion eines Vergleichsdatensatzes (Kap. 5)

Unter den Vergleichsdaten wurden die Mächtigkeitsentwicklungen der Grabensedimente während des riftings durch eine Dekompaktionsanalyse aufbereitet. Die enge Scharung von Isopachen im südlichen Oberrheingrabengebiet bestätigt die bisherigen Vermutungen, wonach sich dort der Rift-polaritätswechsel an einer den Graben querenden Störung vollzieht. Sie folgt oberflächennah teilweise der Lalaye-Lubine-Baden-Baden-Zone. Sie ist allerdings nicht mit dieser identisch. Die Transferstörung fällt nach Nordwesten und damit entgegengesetzt zu dieser Scherzone ein.

Die Hebungsbeträge der Grabenschultern bedurften ebenfalls einer Aufbereitung, damit sie als Evaluierungsmaßstäbe für die Simulationsergebnisse dienen konnten. Eine Addition der erodierten Gesteinssäulen auf die heutige Schultertopographie war mit hinreichender Genauigkeit nur für die östliche Riftflanke möglich. Der Schulteraufstieg ist in der südlichen und zentralen Oberrheinregion höher als weiter nördlich und erreicht ein Maximum von mehr als 2000 m. Auch die Abschnitte der Grabenschulter, die morphologisch als solches nicht in Erscheinung treten, erfuhren Anhebungen von ca. 1000 m.

Aussagen aus der Parameterstudie (Kap. 6)

Die Festlegung der best fit-Einstellungen erfolgte vorwiegend nach dem Kriterium, wonach keine simultane Unterbewertung eines Vergleichsmaßstabes mit der Überschätzung eines anderen auftritt. Ansonsten können die Modellierungsergebnisse nicht durch die Änderung der riftsenkrechten und riftparallelen Verschiebungen den Felddaten angepaßt werden.

Auf der Basis dieses Kriteriums konnten die Quarzit-Kriechparameter, die generell zur Beschreibung der viskosen Verformung in der Oberkruste dienen, nicht verwendet werden. Es wurden die Materialgrößen eines höherviskosen felsischen Granulits herangezogen. In der Unterkruste herrschen geringe bis mittlere Viskositäten vor. Hochviskose Kompartimente führen dort zu einer spröden Materialreaktion, was aufgrund seismischer Beobachtungen für das Arbeitsgebiet verneint werden muß.

Durch den Ausschluß hoher Viskositäten in der Unterkruste ist die integrierte Festigkeit der Lithosphäre vornehmlich im oberkrustalen Sprödreime konzentriert. Damit erlangen die Reibungskoeffizienten, die Geometrie und der Tiefgang der Grabenrandstörungen eine primäre Bedeutung für die strukturelle Gestaltung des Rifts und auf die Vertikalbewegungen von Graben, Moho und Schultern. Nachrangige Steuerparameter sind die unterkrustale Rheologie und die Temperaturverteilung. Ihre geringe Einflußnahme erlaubt es nicht, eine exakte Temperaturverteilung im Präriftstadium zu rekonstruieren. Die Kombination aus Temperatur und unterkrustalen

Kriechparameter muß lediglich dem Erfordernis geringer bis mittlerer Viskositäten in der Unterkruste entsprechen. Die horizontalen und vertikalen Heterogenitäten in der unterkrustalen Lithologie des Oberrheingrabengebietes sind ohne Auswirkung auf die Riftevolution.

Für die Festlegung der primären Einflußfaktoren mußte der Kriterienkatalog erweitert werden. So kann entlang einer präexistente Schwächezone nur dann Reibungsgleiten aufrechterhalten werden, wenn die Reibungsfestigkeit über ihren gesamten Tiefgang kleiner ist als jene auf der potentiellen Bruchfläche im umgebenden Kontinuum. Die Erfüllung dieser Bedingung ist vom Reibungskoeffizienten der Störung sowie ihrer Fehlorientierung zu der potentiellen Bruchfläche abhängig. Der Bedingung kann entsprochen werden, wenn die Grabenrandstörungen Reibungswerte um 0.3 bis 0.4 aufweisen und einen sublistrischen Tiefenverlauf besitzen.

Der Tiefenverlauf wird während der Riftevolution nicht wesentlich modifiziert. Von oberflächennahen Einfallswinkeln von $> 65^\circ$ im Präriftstadium verflachen sich die Verwerfungen auf Werte um 40° bis in 15 bis 16 km Tiefe. Deutlich listrische Randstörungen, die in geologischen Interpretationen zu reflexionsseismischen Profilen enthalten sind, liegen nicht vor. Ihre unteren, weniger als 40° einfallenden Störungssegmente würden deaktiviert. Die Orientierung der Bruchfläche wird im Liegenden der inaktiven Segmente durch hohe Verformungskonzentrationen angezeigt.

Ein planarer Störungstiefenverlauf tritt ebenfalls nicht auf. Planare Grabenrandstörungen bleiben zwar über ihre gesamte Tiefenerstreckung aktiv. Sie führen allerdings aufgrund der hohen initialen Riftbreite von > 30 km zu einer Auflösung des Grabenblocks in zwei unabhängige Halbgrabenstrukturen, die durch eine zentrale Hochposition in der Grabenmitte getrennt sind. Dieses Strukturmodell muß für jedes Grabenquerprofil anhand der Mächtigkeitsverteilungen und seismischer Aufzeichnungen der Grabenfüllung verneint werden.

Im Grabenquerprofil besitzt die Hauptstörung die niedrigeren Reibungswerte um 0.3. An der gegenüberliegenden Randstörung findet Gleitung bei Reibungskoeffizienten um 0.4 statt. Die Reibungskoeffizientendifferenz erzeugt die beobachtete Asymmetrie in Bezug auf die Subsidenz im Graben, Hebung der Schultern und Aufwölbung der Moho.

Die maximale Tiefenerstreckung lokalisiert-spröder Deformation ist eine Funktion des Reibungskoeffizienten. Mit den obigen Reibungsbeträgen erreicht die Spröddeformation entlang der Grabenrandstörungen bis in 15 bis 16 km Tiefe. Darunter vollzieht sich die Deformation viskos und raumgreifend. Potentielle, diskrete Scherzonen im Bereich der Moho besitzen durch die Nachrangigkeit der unterkrustalen Rheologie keinen nennenswerten Einfluß auf die Riftarchitektur und -evolution in seichter Krustentiefen. Die regionale Mohotopographie unter dem Grabenblock kann durch diese Scherzonen nur lokal modifiziert werden.

Aussagen aus der Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung (Kap. 7)

Die numerische Rekonstruktion der oberrheinischen Riftentwicklung geschah in zwei Phasen. In einer ersten Phase wurde eine riftsenkrechte Extension aufgebracht. Sie umfaßt den Zeitraum zwischen spätestem Priabon und mittleren Aquitan. Es schloß sich eine Phase mit riftparalleler Translation bis in das späte Serraval an. In ihr wurde das Rift einer Reaktivierung als sinistralen Blattverschiebungssystem unterworfen. Die Riftinitiation mit der Entstehung erster lokaler Subsidenzzentren im Priabon und die Wiederaufnahme der grabenweiten Sedimentation im Quartär fanden keine Aufnahme in der Simulation. Die zwei Phasen decken nur die Zeitabschnitte mit sedimentären Überlieferungen ab.

Die Evolution und Struktur kann für den mittleren und südlichen Oberrheingraben zwischen den Städten Freiburg und Karlsruhe in befriedigender Übereinstimmung mit den Kalibrierungsdaten durch die zweiphasige Abwicklung nachgebildet werden. Für das nördlich sich anschließende Oberrheingrabengebiet treten in der ersten Phase signifikante Fehlkalkulationen gegenüber den Felddaten auf.

Eine riftsenkrechte Extension von 7.5 bis 8.5 km ist notwendig, um die Sedimentmächtigkeiten in der ersten Phase zu akkommodieren. Auf der Höhe von Riftpolaritätswechseln treten durch die laterale Änderung der Reibungskoeffizienten Blattverschiebungen an den Grabenrandstörungen im km-Bereich hinzu. Der Bewegungssinn ist an der westlichen Grabenflanke dextral, auf der östlichen Grabenseite sinistral.

Für die Aufnahme der Sedimentmächtigkeiten in der zweiten Phase sind sinistrale Verschiebungen von maximal 4 km über eine Grabenrandstörung erforderlich. Die Addition der Lateralbewegungen über das gesamte Rift und aus beiden Phasen ergibt für den nördlichen Oberrheingraben sinistrale Bewegungskomponenten von bis zu 4.5 km. In der Mitte und im Süden überwiegt teilweise die dextrale Verschiebung aus der ersten Phase oder die gegensinnigen Lateralversätze kompensieren sich völlig. Eine riftsenkrechte Extension erreicht in der zweiten Phase nur vernachlässigbare Werte von wenigen 100 m.

Das regionale Spannungsfeld weist in der ersten Phase an den Riftpolaritätswechseln und in Schnittbereichen sich kreuzender Störungen lokale Perturbationen auf. Dort nähern sich jeweils die horizontalen Hauptnormalspannungen durch eine Reduktion der riftparallelen Spannungskomponente an. Deren Abnahme geschieht aufgrund einer grabenparallelen Dehnung des Grabenblocks im Hangenden einer den Oberrheingraben querenden Störung. An den Riftpolaritätswechseln ist die laterale Änderung der Reibungskoeffizienten auf den Grabenrandstörungen ursächlich für diese Dehnung.

Der nördliche Oberrheingraben ist von stark gekrümmten Störungsverläufen sowohl zu ihrem Liegenden als auch zu ihrem Hangenden durchsetzt. Die beidseitig auftretenden Krümmungen sind nicht durch eine lokale Deviation der mittleren Hauptnormalspannung an den Enden einer sich ausbreitenden Abschiebung veranlaßt. Die gleichzeitige Extension an präexistenten Störungen verschiedener Orientierungen bietet einen Ansatz, um dieses grabeninterne Strukturbild zu erklären. Deren laterale Ausbreitung führte zum Zusammenwachsen zu stark gekrümmten Verwerfungen und einer lokalen Angleichung der horizontalen Hauptnormalspannungen.

In Bezug auf Kinematik und Spannungsfeld während der Phase riftparalleler Translation bestätigen die Modellierungsergebnisse die Befunde aus anderen geowissenschaftlichen Disziplinen. Das regionale Blattverschiebungsregime wird durch lokale Domänen mit unterschiedlichen Herdflächenlösungen ersetzt. Es vollzieht sich ein Wechsel von einem Blattverschiebungsregime im südlichen Oberrheingraben zu einer Transpression im zentralen Grabensegment zwischen Strasbourg und Karlsruhe. Nach Norden schließt sich ein Extensionsregime an. Dort unterliegt die östliche Grabenflanke der Transtension, während an der westlichen Riftflanke die Horizontalverschiebungen dominieren. Um NW-SE-streichende Schwächezonen fungieren als Abschiebungen. Die unterschiedliche Aktivierung der Verwerfungen führt im nördlichen Oberrheingraben zu einer progressiven Verlagerung des Depozentenschwerpunktes von der Grabenmitte in der ersten Phase in Richtung auf die östliche Grabenflanke während der zweiten Phase.

Die Art des tektonischen Regimes wird durch die Orientierung der Grabenrandstörungen zu den horizontalen Hauptnormalspannungen bestimmt. Diese weisen fast ausnahmslos eine konstante

Orientierung um NW-SE bzw. NE-SW auf. Lediglich im zentralen Grabenabschnitt besitzen sie lokal eine etwas mehr westliche bzw. nördliche Ausrichtung, was dort gebietsweise in einer kompressiven Beanspruchung der Grabenrandstörungen mündet.

Die lateralen Wechsel des tektonischen Regimes und die Ausrichtung der horizontalen Hauptnormalspannungen sind koinzident mit dem rezenten Spannungs- und Bewegungsfeld im Oberrheingraben. In der Modellierung stellen sie allerdings die mechanischen Rahmenbedingungen für die Sedimentation der Riftsedimente im Jungtertiär, aber nicht des Quartärs dar. Die Simulationsprognose belegt somit die in Hypothesen zur Riftevolution geäußerte Vermutung, daß nach dem frühen Miozän keine fundamentale Neuausrichtung des regionalen Spannungsfeldes in der Oberrheinregion geschah.

Die Modellierungsergebnisse liefern eine Präferenz für eine ungefähr riftsenkrechte Streckungsrichtung in der ersten Phase der Riftentwicklung. Die numerische Rekonstruktion der Grabensubsidenz, des Schulteraufstiegs und der Mohoaufwölbung liegt mit dieser Streckungsrichtung für weite Grabenbereiche innerhalb der Fehlerbreiten des Vergleichsdatensatzes. Die Lateralverschiebungen, die zur Schaffung des Akkommodationsraumes notwendig sind, befinden sich bereits am oberen Ende der für das Oberrheingrabengebiet abgeleiteten Beträge. Eine andere Streckungsrichtung als riftsenkrecht erhöht die Horizontalverschiebungen über diese Schwellenwerte hinaus. Ferner kann nur durch eine grundlegende Reorganisation des Spannungsfeldes die beobachtete Verlagerung der Depozentrenachse im nördlichen Oberrheingraben hervorgerufen werden. Eine Streckungsrichtung, die während der Riftevolution nur geringen Schwankungen unterliegt, veranlaßt diesen räumlichen Subsidenztransfer nicht.

Die Entwicklung des Oberrheingrabens kann ohne aktiven Beitrag einer subkrustalen Wärmequelle nachgestellt werden. Die Konduktion gleicht zu jedem Zeitpunkt der Riftentwicklung laterale Temperaturdifferenzen durch den advektiven Wärmetransport aus. Die Isothermen bleiben nahezu horizontal und die tiefe Unterkruste sowie Mantel kühlen sich bei ihrem Aufstieg durch den kombinierten Effekt von Wärmediffusion und verringerter radiogener Wärmeproduktion ab. Die Abnahme der Mohotemperaturen beläuft sich für eine Anhebung von ca. 4 km auf 40 bis 60 °C.

Die Grabensäule zeichnet sich gegenüber den Schulterregionen rezent allenfalls durch ein leicht unterdurchschnittliches Temperaturniveau von wenigen Graden aus. Ursache hierfür ist, daß die Oberkruste während der Riftevolution durch den Versatz an den Grabenrandstörungen nicht wesentlich ausgedünnt wird. Sie beherbergt jedoch den Großteil der radiogenen Wärmeproduktion. Nur Unterkruste und Mantel mit erheblich kleineren Wärmeproduktionsraten werden in ihrer Mächtigkeit reduziert, was die geringe Temperaturabnahme in der Grabensäule nach sich zieht.

Der Einsatz der Finite-Elemente-Technik als eine Methode zur quantitativen Betrachtung geodynamischer Prozesse ermöglichte in dieser Studie, grundsätzliche Unklarheiten in Bezug auf die Becken- und Krustenarchitektur sowie zur Entwicklungsgeschichte des Oberrheingrabens zu beseitigen. Aus dem verbreiteten Kenntnisstand erwachsen nun allerdings weitergehende Fragestellungen. So wird die Mächtigkeitsverteilung jungtertiärer Grabenablagerungen unter einem Spannungs- und Bewegungsfeld rekonstruiert, das dem rezenten gleicht. Hierfür sind Beträge lateraler Translation von bis zu 4.5 km notwendig, die auf Basis übereinstimmender Beobachtungen aus anderen geowissenschaftlichen Disziplinen als das Maximum im Oberrheingrabengebiet anzunehmen sind. Beide Ergebnisse provozieren die Fragen, welche Kinematik in dem jungtertiären Abschnitt vorherrschte, aus dem keine Sedimente überliefert sind und wieso es zu einer

Wiederaufnahme der beckenweiten Sedimentation im Quartär kam. In den Modellierungen wird aufgezeigt, daß die Grabensubsidenz im Blattverschiebungsregime im höchsten Maße von den Reibungskoeffizienten der Grabenrandstörungen und ihrer Ausrichtung zum lokalen Spannungsfeld abhängig ist. Bereits eine örtliche und geringfügige Modifikation beider Faktoren kann zu einer Deaktivierung der Störungen über weite Gebiete führen. Somit liefert die Modellstudie möglicherweise bereits einen Erklärungsansatz für den jungtertiären Hiatus im gesamten Oberrheingraben.

Des weiteren wird für eine Lösung obiger Fragestellungen die Aufmerksamkeit auf die periphere Vorlandaufwölbung gelenkt. Ihre nordwärtige Migration war vorwiegend für die Erosion und Schichtausfall im südlichen und zentralen Grabenabschnitt verantwortlich. Es ist sehr wahrscheinlich, daß subrezente Änderungen in den flexurell-isostatischen Prozessen, welche die Geometrie der Vorlandaufwölbung bestimmen, auch die quartären Sedimentationsverhältnisse in diesen Grabenbereichen wesentlich beeinflussen.

Forschungsbedarf besteht ebenfalls in Bezug auf die mangelnden Übereinstimmungen zwischen den Vergleichsdaten und den Modellierungsergebnissen. Eine Modifikation der vorrangigen Einflußfaktoren 'Reibungskoeffizient + Störungstiefgang' auf den Grabenrandstörungen ist allerdings nicht angezeigt, um den Fehlkalkulationen abzuweichen. Beiden Parametern sind sehr enge Grenzen gesetzt, um die Kinematik und Riftarchitektur überhaupt in ihren grundlegenden Zügen rekonstruieren zu können. Ansonsten erfolgt über eine Deaktivierung der Grabenrandstörungen keine nennenswerte Sedimentation im Oberrheingrabengebiet oder der Grabenblock löst sich im Querprofil in zwei Halbgrabenstrukturen mit einer zentralen Horststruktur auf, was den seismischen und bohrlochkundlichen Erfassungen der Grabeninternstruktur widerspricht. Vielmehr wird eine unzureichende numerische Integration des präexistenten Strukturinventars vermutet. Diese Annahme scheint vor allem für den von signifikanten Fehlkalkulationen betroffenen nördlichen Oberrheingraben zuzutreffen. Dort wurde die Extension neben grabeninternen Schwächezonen auch von Störungen in den Schulterbereichen aufgenommen. Die Aufarbeitung des bisherigen Kenntnisstandes ergab, daß in diesem Gebiet im Anschluß an den Extensionstransfer von den Randstörungen auf grabeninterne Schwächezonen eine Ausweitung der Extension auf die Verwerfungen der östlichen Riftflanke geschah. Die Modellstudie vermag nur die grabeninterne Extension aus der Überlagerung antithetischer Flexuren im Hangenden beider Randstörungen zu erklären. In Bezug auf den Extensionstransfer in die Riftflanke können die geometrische und viskose Härtung als bisher bekannte Ursachen ausgeschlossen werden. Im Oberrheingrabengebiet sind die Extensionsbeträge zu klein, als daß es über eine Verflachung der Randstörungen zu einer geometrischen Härtung und Blockierung der Verwerfungen kommt. Des weiteren ist der Festigkeitszuwachs im Kriechregime während des riftings zu gering, um über diese viskose Härtung einen Übergang von simple shear an den Störungen zu pure shear in der gesamten Grabensäule hervorzurufen. Die Arbeit liefert jedoch keinen Erklärungsansatz für die schulterwärtige Ausweitung der Extension, weil das dortige Strukturinventar aufgrund des lückenhaften Kenntnisstandes nicht aufgenommen werden konnte.

Die letztliche Beantwortung der aufgeworfenen Fragestellungen und die Behebung der Fehlkalkulationen müssen die Zielvorgaben zukünftiger Projektentwicklungen sein. Numerische Lösungsansätze bedürfen dabei neben der Einbindung zusätzlichen Strukturinventars auch die Berücksichtigung der flexurell-isostatischen Ausgleichsprozesse, die aus der Wechselwirkung zwischen dem alpinen Orogen im Süden und seinem nördlichen Vorfeld mit dem Oberrheingraben

erwachsen. Die Studie kann daher nur eine Vorleistung in Richtung auf eine vollständige und ganzheitliche thermomechanische Simulation der oberrheinischen Riftentwicklung sein.

Schriftenverzeichnis

- ACHAUER U., MASSON F. (2002): Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities.- *Tectonophysics*, **358**, 17-37.
- AHNERT F. (2003): Einführung in die Geomorphologie.- 3. Aufl., Ulmer, Stuttgart, 477 S.
- AHORNER L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe.- *Tectonophysics*, **29**, 233-249.
- AHORNER L. (1983): Historical Seismicity and Present-day Microearthquake Activity of the Rhenish Massif, Central Europe.- In: FUCHS K., GEHLEN K., MÄLZER H., MURAWSKI H., SEMMEL A. (Hrsg.): Plateau Uplift: The Rhenish Shield – A Case History.- Springer, Berlin, 198-221.
- AHORNER L., SCHNEIDER G. (1974): Herdmechanismen von Erdbeben im Oberrheingraben.- In: ILLIES J.H., FUCHS K. (Hrsg.): Approaches to taphrogenesis: Proceedings of an international Rift symposium held in Karlsruhe April 1972.- Schweizerbart, Stuttgart, 104-117.
- AHORNER L., MURAWSKI H. (1975): Erdbebentätigkeit und geologischer Werdegang der Hunsrück-Taunus-Südrand-Störung.- *Z. dt. geol. Ges.*, **126**, 63-82.
- ALLEN P.A., ALLEN J.R. (2005): Basin Analysis. Principles and Applications.- 2. Aufl., Blackwell, Oxford, 549 S.
- ALTHERR R., HENES-KLAIBER U., HEGNER E., SATIR M., LANGER C. (1999): Plutonism in the Variscan Odenwald (Germany): from subduction to collision.- *Int. J. Earth Sci.*, **88**, 422-443.
- ANDERLE H.J. (1968): Die Mächtigkeiten der sandig-kiesigen Sedimente des Quartärs im nördlichen Oberrheingraben und der östlichen Untermainebene.- *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforschung*, **96**, 185-196.
- ANDERLE H.J. (1974): Block tectonic interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains.- In: ILLIES J.H., FUCHS K. (Hrsg.): Approaches to taphrogenesis: Proceedings of an international Rift symposium held in Karlsruhe April 1972.- Schweizerbart, Stuttgart, 243-253.
- ANDEWEG B., CLOETINGH S. (1998): Flexure and 'unflexure' of the North-Alpine German-Austrian Molasse Basin: constraints from forward tectonic modelling.- In: MASCLE A., PUIGDEFÀBREGAS C., LUTERBACHER H.P., FERNANDEZ M. (Hrsg.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe.- *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **134**, 403-422.
- ARTYUSHKOV E.V. (1983): Geodynamics.- 1. Aufl., Elsevier, Amsterdam, 312 S.
- ATHY L.F. (1930): Density, porosity and compaction of sedimentary rocks.- *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, **14**, 1-24.
- ATKINSON B.K. (1994): Subcritical crack growth in geological materials.- *J. Geophys. Res.*, **89**, 4077-4114.
- BABUŠKA V., PLOMEROVÁ J. (1992): The lithosphere in central Europe – seismological and petrological aspects.- *Tectonophysics*, **207**, 141-163.
- BACKHAUS E. (1987): Der Schollenbau des Odenwälder Deckgebirges.- *Z. dt. geol. Ges.*, **138**, 157-171.
- BANDA E., CLOETINGH S. (1992): Physical properties of the lithosphere.- In: BLUNDELL D., FREEMAN R., MÜLLER S. (Hrsg.): A continent revealed.- University Press, Cambridge, 71-80.
- BARANYI I., LIPPOLT H., TODT W. (1976): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes.- *Oberrhein. Geol. Abh.*, **25**, 41-62.

- BARTZ J. (1974): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben.- In: ILLIES J.H., FUCHS K. (Hrsg.): Approaches to taphrogenesis: Proceedings of an international Rift symposium held in Karlsruhe April 1972.- Schweizerbart, Stuttgart, 78-87.
- BASSI G. (1991): Factors controlling the style of continental rifting: insights from numerical modelling.- Earth Planet. Sci. Lett., **105**, 430-452.
- BASSI G. (1995): Relative importance of strain rate and rheology for the mode of continental extension.- Geophys. J. Int., **122**, 195-210.
- BASSI G., KEEN C.E., POTTER P. (1993): Contrasting styles of rifting: models and examples from the eastern Canadian margin.- Tectonics, **12**, 639-655.
- BECKER A. (2000): The Jura Mountains - an active foreland fold-and-thrust belt?.- Tectonophysics, **321**, 381-406.
- BECKER A., PALADINI S. (1990): In situ-Spannungen in Nord- und Mitteleuropa.- Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, **10**, 1-63.
- BECKSMANN E. (1969): Die zeitliche Aufgliederung der Bruchtektonik im Odenwald und Kraichgau.- Z. dt. geol. Ges., **121**, 119-123.
- BEELEER N.M., TULLIS T.E., WEEKS J.D. (1994): The roles of time and displacement in the evolution effect in rock friction.- Geophys. Res. Lett., **21**, 1987-1990.
- BEHN M.D., LIN J., ZUBER M.T. (2002): A continuum mechanics model for normal faulting using a strain-rate softening rheology: implications for thermal and rheological controls on continental and oceanic rifting.- Earth Planet. Sci. Lett., **202**, 725-740.
- BEHRMANN J., HERMANN O., HORSTMANN M., TANNER D., BERTRAND G. (2003): Anatomy and kinematics of oblique continental rifting revealed; a three-dimensional case study of the Southeast Upper Rhine Graben (Germany).- AAPG Bull., **87**, 1105-1121.
- BERCKHEMER H. (1990): Grundlagen der Geophysik.- 1. Aufl., Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 201 S.
- a) BERGER J.P., REICHENBACHER B., BECKER D., GRIMM M., GRIMM K., PICOT L., STORNI A., PIRKENSEER C., DERER C., SCHÄFER A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse basin (SMB) from Eocene to Pliocene.- Int. J. Earth Sci., **94**, 697-710.
- b) BERGER J.P., REICHENBACHER B., BECKER D., GRIMM M., GRIMM K., PICOT L., STORNI A., PIRKENSEER C., SCHÄFER A. (2005): Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy for the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse basin (SMB).- Int. J. Earth Sci., **94**, 711-731.
- BERGERAT F. (1985): Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme Européenne.- Mem. Sci. Terre, Université P et M Curie, Paris, 315 S.
- BERTOTTI G., PODLADCHIKOV Y., DAEHLER A. (2000): Dynamik link between the level of ductile crustal flow and style of normal faulting of brittle crust.- Tectonophysics, **320**, 195-218.
- BESSLER J. (1936): Doggerfossilien aus dem oligozänen Konglomerat der Tongrube Rot-Malsch.- Beitr. Naturk. Forsch., **1**, 43-48.
- BLANPIED M.L., LOCKNER D.A., BYERLEE J.D. (1995): Frictional slip of granite at hydrothermal conditions.- J. Geophys. Res., **100**, 13045-13064.
- BLANPIED M.L., TULLIS T.E., WEEKS J.D. (1998): Effects of slip, slip rate, and shear heating on the friction of granite.- J. Geophys. Res., **103**, 489-511.

- BLUM R. (1987): Eine refraktionsseismische Interpretation der Ersteinsatzzeiten des DEKORP2-Profiles in der Wetterau.- Geol. Jb. Hessen, **114**, 287-294.
- BOIGK H., SCHÖNEICH H. (1970): Die Tiefenlage der Permabasis im nördlichen Teil des Oberrheingrabens.- In: ILLIES J.H., MÜLLER S. (Hrsg.): Graben problems: Proceedings of an international Rift symposium held in Karlsruhe October 1968.- Schweizerbart, Stuttgart, 45-55.
- BOIS C. (1992): The evolution of the layered lower crust and the Moho through geological time in Western Europe: contribution of deep seismic reflection lines.- Terra Nova, **4**, 99-108.
- BONJER K.P. (1997): Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern borderfault of the southern Rhine graben.- Tectonophysics, **275**, 41-69.
- BORCH R.S., GREEN H.W. (1989): Deformation of peridotite at high pressure in a molten salt cell: Comparison of traditional and homologous temperature treatments.- Phys. Earth Planet. Inter., **55**, 269-276.
- BOSUM W., Ullrich H.J. (1970): Die Flurmagnetometermessung des Oberrheingrabens und ihre Interpretation.- Geol. Rundsch., **59**, 83-106.
- BOTT M.H.P. (1982): The Interior of the Earth, its Structure, Constitution and Evolution.- 2. Aufl., Elsevier, Amsterdam, 403 S.
- BOTT M.H.P. (1992): Modelling the loading stresses associated with active continental rift systems.- Tectonophysics, **215**, 99-115.
- BOTT M.H.P. (1997): Modeling the formation of a half graben using realistic upper crustal rheology.- J. Geophys. Res., **102**, 24605-24617.
- BRACE W.F., KOHLSTEDT D.L. (1980): Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments.- J. Geophys. Res., **85**, 6248-6252.
- BRADSHAW G.A., ZOBACK M.D. (1988): Listric normal faulting, stress refraction, and the state of stress in the Gulf Coast basin.- Geology, **16**, 271-274.
- BRAUN J., BEAUMONT C. (1987): Styles of continental rifting: Results from dynamic models of lithospheric extension.- Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir, **12**, 241-258.
- a) BRAUN J., BEAUMONT C. (1989): Dynamical models of the role of crustal shear zones in symmetric continental extension.- Earth Planet. Sci. Lett., **93**, 405-423.
- b) BRAUN J., BEAUMONT C. (1989): A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins.- Geology, **17**, 760-764.
- BRAUNMILLER J., NÁBĚLEK J. (1996): Geometry of continental normal faults: Seismological constraints.- J. Geophys. Res., **101**, 3045-3052.
- BREYER F. (1974): Die Entstehungsgeschichte des Südtails des Rheingrabens nach reflexionsseismischen Messungen, geologischen Kartierungen und Tiefbohrungen.- Geol. Jb. A, **20**, 3-64.
- BRIGAUD F., VASSEUR G. (1989): Mineralogy, porosity and fluid control on the thermal conductivity of sedimentary rocks.- Geophys. J. Int., **98**, 525-542.
- BROWN S.B., KWON H.K., ANAND L. (1989): An Internal Variable Constitutive Model for Hot Working of Metals.- Int. J. Plasticity, **5**, 95-130.
- BRUDY M., ZOBACK M.D., FUCHS K., RUMMEL F., BAUMGÄRTNER J. (1997): Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the scientific drill holes: Implications for crustal strength.- J. Geophys. Res., **102**, 18453-18475.

- BRUN J.P. (1999): Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments.- *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A*, **357**, 695-712.
- a) BRUN J.P., GUTSCHER M.A., DEKORP-ECORS-Teams (1992): Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary.- *Tectonophysics*, **208**, 139-147.
- b) BRUN J.P., WENZEL F., ECORS-DEKORP-Team (1992): Crustal-scale structure of the southern Rhine Graben from ECORS-DEKORP seismic reflection data.- *Geology*, **19**, 758-762.
- BUCHNER F. (1981): Rhinegraben: horizontal stylolites indicating stress regimes of earlier stages of rifting.- *Tectonophysics*, **73**, 113-118.
- BUCK W.R. (1991): Modes of continental lithospheric extension.- *J. Geophys. Res.*, **87**, 8547-8560.
- BUCK W.R. (1993): Effect of lithospheric thickness on the formation of high- and low angle normal faults.- *Geology*, **21**, 933-936.
- BUCK W.R., LAVIER L.L., POLIAKOV A.N. (1999): How to make a rift wide.- *Phil. Trans. Soc. Lond. A*, **357**, 671-693.
- BUDWILL H. (1957): *Geologie der Emmendinger Vorbergzone (Südteil)*.- Diplomarbeit Universität Freiburg, 84 S.
- BUROV E., CLOETINGH S. (1997): Erosion and rift dynamics: new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 7-26.
- BUITER S.J.H., HUISMANS R.S., BEAUMONT C., PFIFFNER O.A. (2002): Self-consistent numerical models of extensional basin formation and subsequent contractional inversion.- *Abstrakt, RealMod-Tagung*, **99**, 1-5.
- BYERLEE J.D. (1978): Friction of rocks.- *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615-626.
- BYERLEE J.D. (1990): Friction, overpressure and fault normal compression.- *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2109-2112.
- CAREY-GAILHARDIS E., MERCIER J.L. (1992): Regional state of stress, fault kinematics and adjustments of blocks in a fractured body of rock: application to the microseismicity of the Rhine graben.- *J. Struct. Geology*, **14**, 1007-1017.
- CARSLAW H.S., JAEGER J.C. (1959): *Conduction of heat in solids*.- 1. Aufl., Univ. Press, Oxford, 510 S.
- CERMAK V., BODRI L., SCHULZ R., TANNER B. (1991): Crustal temperatures along the Central Segment of the European Geotraverse.- *Tectonophysics*, **195**, 241-251.
- CHAPMAN D.S., FURLONG K.P. (1986): Thermal state of the lower continental crust.- In: FOUNTAIN D.M., ARCULUS R., KAY R.W. (Hrsg.): *Continental lower crust*.- Development in Geotectonics, **23**, 179-198.
- CHÉRY J., LUCAZEAU F., DAIGNIÈRES M., VILOTTE J.P. (1992): Large uplift of rift flanks: A genetic link with lithospheric rigidity?.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **112**, 195-211.
- CHESTER F.M. (1988): The brittle-ductile transition in a deformation map for halite.- *Tectonophysics*, **154**, 125-136.
- CHESTER F.M. (1995): A rheologic model for wet crust applied to strike slip faults.- *J. Geophys. Res.*, **100**, 13033-13044.
- CHESTER F.M., LOGAN J.M. (1986): Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault Zone California.- *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 79-106.

- CHOPRA P.N., PATERSON M.S. (1981): The experimental deformation of dunite.- *Tectonophysics*, **78**, 453-473.
- CHOROWICZ J., DEFONTAINES B. (1993): Transfer faults and pull-apart model in the Rhine Graben from analysis of multisource data.- *J. Geophys. Res.*, **98**, 14339-14351.
- CHRISTENSEN R.M. (1982): *Theory of viscoelasticity: an introduction.*- 2. Aufl., Academic Press, New York, 364 S.
- CHRISTENSEN U.R. (1992): An Eulerian Technique for Thermomechanical Modeling of Lithospheric Extension.- *J. Geophys. Res.*, **97**, 2015-2036.
- CLAUSER C., VILLINGER H. (1990): Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben.- *Geophys. J. Int.*, **100**, 393-414.
- CLOETINGH S., BUROV E.B. (1996): Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimates.- *Geophys. J. Int.*, **124**, 695-723.
- CULLING W.E.H. (1960): Analytical theory of erosion.- *J. Geol.*, **68**, 336-344.
- DALMAYRAC B., MOLNAR P. (1981): Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 473-481.
- DAVIS R.O., SELVADURAI A.P.S. (2002): *Plasticity and Geomechanics.*- 1. Aufl., University Press, Cambridge, 287 S.
- DE BRESSER J.H.P., TER HEEGE J.H., SPIERS C.J. (2001): Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening?.- *Int. J. Earth Sci.*, **90**, 28-45.
- DEICHMANN N. (1992): Recent seismicity of the northern Alpine foreland of Switzerland.- *Eclogae geol. Helv.*, **85**, 701-705.
- DEICHMANN N., RYBACH L. (1989): Earthquakes and temperatures in the lower crust below the northern Alpine foreland of Switzerland.- In: MEREU R.F., MUELLER S., FOUNTAIN D.M. (Hrsg.): *Properties and Processes of the Earth's lower crust.*- *Geophys. Monogr.*, **51**, 197-213.
- DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G., VERDOVA M. (1995): Heat flow in the tectonic provinces crossed by the southern segment of the European Geotraverse.- *Tectonophysics*, **244**, 57-74.
- DELOUIS B., HÄSSLER H., CISTERNAS A., RIVERA L. (1993): Stress tensor determination in France and neighbouring regions.- *Tectonophysics*, **221**, 413-437.
- DEMOULIN A., PISSART A., ZIPPELT K. (1995): Neotectonic activity in and around the southwestern Rhenish shield (west Germany): indications of a levelling comparison.- *Tectonophysics*, **249**, 203-216.
- DEMOULIN A., LAUNOY T., ZIPPELT K. (1998): Recent crustal movements in the southern black forest.- *Geol. Rundsch.*, **87**, 43-52.
- DERER C.E. (2003): *Tectono-sedimentary evolution of the northern Upper Rhine Graben (Germany), with special regard to the early syn-rift stage.*- Dissertation Universität Bonn, 103 S.
- DÉZES P., SCHMID S.M., ZIEGLER P.A. (2004): Evolution of the European Cenozoic rift system: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere.- *Tectonophysics*, **389**, 1-33.
- DIEBOLD P., NOACK T. (1997): Late Paleozoic troughs and Tertiary structures in the eastern Folded Jura.- In: PFIFFNER O.A., LEHNER P., HEITZMANN P., MÜLLER S., STECK A. (Hrsg.): *Deep structure of the Swiss Alps – Results of NRP 20.*- Birkhäuser, Basel, 59-63.

- DIEDERICH G. (1987): Bruchtektonik des nördlichen hessischen Buntsandstein-Odenwalds.- Geol. Jb. Hessen, **115**, 305-313.
- DIETERICH J.H. (1979): Modelling of rock friction. 1. Experimental results and constitutive equations.- J. Geophys. Res., **84**, 2161-2168.
- DIETERICH J.H., CONRAD G. (1984): Effect of Humidity on Time- and Velocity-Dependent Friction in Rocks.- J. Geophys. Res., **89**, 4196-4202.
- DIETERICH J.H., KILGORE B.D. (1994): Direct observations of frictional contacts: new insights for state-dependent properties.- In: MARONE C.J., BLANPIED M.L. (Hrsg.): Faulting, Friction, and Earthquake Mechanics, Part II.- Birkhäuser, Basel, 283-302.
- DOEBL F. (1967): The Tertiary and Pleistocene sediments of the northern and central part of the Upper Rhine Graben.- Abh. Geol. L.-Anst. Baden-Württemberg, **6**, 48-54.
- DOEBL F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens.- In: ILLIES J.H., MÜLLER S. (Hrsg.): Graben problems: Proceedings of an international Rift symposium held in Karlsruhe October 1968.- Schweizerbart, Stuttgart, 56-66.
- DOEBL F., TEICHMÜLLER R. (1979): Zur Geologie und heutigen Geothermik im mittleren Oberrheingraben.- Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **27**, 1-17.
- DOGHRI J. (2000): Mechanics of Deformable Solids. Linear and Nonlinear, Analytical and Computational Aspects.- 1. Aufl., Springer, Berlin, 579 S.
- DRURY M.R., VISSERS R.L.M., VAN DER WAL D., HOOGERDIJN E.H. (1991): Shear localization in upper mantle peridotites.- Pure Appl. Geophys., **137**, 439-460.
- DUNWORTH E.A., WILSON M. (1998): Olivine Melilitites of the SW German Tertiary Volcanic Province: Mineralogy and Petrogenesis.- J. Petrology, **39**, 1805-1836.
- DURINGER P. (1988): Les conglomérats des bordures du rift cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique.- Dissertation Universität Strasbourg, 261 S.
- DURST H. (1991): Aspects of exploration history and structural style in the Rhine Graben area.- In: SPENCER A.M. (Hrsg.): Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons.- Spec. Publ. Europ. Assoc. Petr. Geosci., **1**, 247-261.
- EBINGER C.J., JACKSON J.A., FOSTER A.N., HAYWARD N.J. (1999): Extensional basin geometry and the elastic lithosphere.- Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A, **357**, 741-765.
- ECHTLER H.P., LÜSCHEN E., MAYER G. (1994): Lower crustal thinning in the Rhinegraben: Implications for recent rifting.- Tectonics, **13**, 342-353.
- EDEL J.B., FLUCK P. (1989): The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhine Graben and Schwarzwald): Main structural features deduced from magnetic, gravimetric and geological data.- Tectonophysics, **169**, 303-316.
- EDEL J.B., WEBER K. (1995): Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence.- Geol. Rundsch., **84**, 412-432.
- EISBACHER G.H., LÜSCHEN E., WICKERT F. (1989): Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, central Europe.- Tectonics, **8**, 1-21.
- EMMERMANN R. (1977): A petrogenetic model for the origin and evolution of the Hercynian granite series of the Schwarzwald.- N. Jb. Min. Abh., **128**, 219-253.
- ENGLAND P. (1983): Constraints on extension of continental lithosphere.- J. Geophys. Res., **88**, 1145-1152.

- FAHLBUSCH K. (1975): Störungszonen an den Rheingraben-Schultern (Haardt, Darmstadt) mit Hinweisen auf junge Bewegungen.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, 315-326.
- FALKE H. (1971): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60**, 223-234.
- FALKE H., SONNE V. (1967): The Mainzer Becken.- Abh. Geol. L.-Anst. Baden-Württemberg, **6**, 56-59.
- FERNANDEZ M., RANALLI G. (1997): The role of rheology in extensional basin formation modelling.- Tectonophysics, **282**, 129-145.
- FINGER F., ROBERTS M.P., HAUNSCHMID B., SCHERMAIER A., STEYRER H.P. (1997): Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations.- Mineral. Petrol., **61**, 67-96.
- FISCHER F. (1978): Zur Frage der alten Landoberflächen in den Vogesen und im Oberrheingraben.- Ann. Universit. Sarav., **14**, 42-58.
- FLEITOUT L., FROIDEVEAUX C. (1982): Tectonic stresses in the lithosphere.- Tectonics, **2**, 315-324.
- FLÖTTMANN T., ONCKEN O. (1992): Constraints on the evolution of the Mid German crystalline rise; a study of outcrops west of the River Rhine.- Geol. Rundsch., **81**, 515-543.
- FOUNTAIN D.M. (1986): Is there a relationship between seismic velocity and heat production for crustal rocks.- Earth Planet. Sci. Lett., **79**, 145-150.
- FREDERIKSEN S., BORN NIELSEN S., BALLING N. (2001): Post-Permian evolution of the Central North Sea: a numerical model.- Tectonophysics, **343**, 185-203.
- FREDERIKSEN S., BRAUN J. (2001): Numerical modelling of strain localisation during extension of the continental lithosphere.- Earth Planet. Sci. Lett., **188**, 241-251.
- FUCHS K., BONJER K.P., GAJEWSKI D., LÜSCHEN E., PRODEHL C., SANDMEIER K.J., WENZEL F., WILHELM H. (1987): Crustal evolution of the Rhinegraben area. 1. Exploring the lower crust in the Rhinegraben rift by unified geophysical experiments.- Tectonophysics, **141**, 261-275.
- FURLONG K.P., FOUNTAIN D.M. (1986): Continental crustal underplating: Thermal consideration and seismic-petrologic consequences.- J. Geophys. Res., **91**, 8285-8294.
- GAJEWSKI D., PRODEHL C. (1987): Seismic refraction investigation of the Black Forest.- Tectonophysics, **142**, 27-48.
- GAJEWSKI D., HOLBROOK W.S., PRODEHL C. (1987): A three-dimensional model of southwest Germany derived from seismic refraction data.- Tectonophysics, **142**, 49-70.
- GARCIA-CASTELLANOS D., CLOETINGH S., VAN BALEN R. (2000): Modelling the uplift in the Ardennes-Rhenish Massif: Mechanical weakening under the Eifel?- Global Planet. Change, **27**, 39-52.
- GEIST E.L., ANDREWS D.J. (2000): Slip rates on San Francisco Bay area faults from anelastic deformation of the continental lithosphere.- J. Geophys. Res., **105**, 25543-25552.
- GENSER H. (1959): Stratigraphie und Tektonik der Vorbergzone am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Staufen und Badenweiler.- Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **49**, 59-112.
- GEYER O.F., GWINNER M. (2005): Geologie von Baden-Württemberg.- 7. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart, 482 S.
- GLAHN A., GRANET M. (1992): 3-D structure of the lithosphere beneath the southern Rhine graben area.- Tectonophysics, **208**, 149-158.

- GLAHN A., SACHS P.M., ACHAUER U. (1992): A teleseismic and petrological study of the crust and upper mantle beneath the geothermal anomaly Urach/SW-Germany.- *Phys. Earth Planet. Inter.*, **69**, 176-206.
- GLEASON G.C., TULLIS J. (1995): A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell.- *Tectonophysics*, **247**, 1-23.
- GÖLKE M., COBLENTZ D. (1996): Origins of the European regional stress field.- *Tectonophysics*, **266**, 11-24.
- GÖPPERT O. (1932): Geologische Untersuchung der Vorbergzone zwischen Bühl und Achern.- *Ber. Naturf. Ges. Freiburg*, **23**, 408-452.
- GOES S., GOVERS R., VACHER P. (2000): Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography.- *J. Geophys. Res.*, **105**, 11153-11169.
- GOETZE C. (1978): The mechanisms of creep in olivine.- *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, **288**, 99-119.
- GOLWER A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän.- *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**, 157-184.
- GRANET M., JUDENHERC S., SOURIAU A. (2000): Des images du système lithosphère-asthénosphère sous la France et leurs implications géodynamiques: l'apport de la tomographie téléseismique et de l'anisotropie sismique.- *Bull. Soc. géol. France*, **171**, 149-167.
- GRIFFITHS R., CAMPBELL I. (1991): Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection.- *J. Geophys. Res.*, **96**, 18295-18310.
- GRIMM K. (1991): Biostratigraphie, Paläogeographie und Paläoökologie des Fischeschiefers (Mittlerer Rupelton/Mitteloligozän).- *Mainzer geowissenschaftl. Mitt.*, **20**, 249-278.
- GROSCHOPF R., KESSLER G., LEIBER J., MAUS H.J., OHMERT O., SCHREINER A., WIMMENAUER W. (1996): Erläuterungen zu Blatt Freiburg i. Br.- *Geol. Karte von Baden-Württemberg 1:50000*, Stuttgart, 1-364.
- GROSHONG R.H. (1996): Construction and validation of extensional cross sections using lost area and strain, with application to the Rhine Graben.- In: BUCHANAN P.G., NIEUWLAND D.A. (Hrsg.): *Modern developments in structural interpretation*.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **99**, 79-87.
- GROSSE S., BEHR H.J., EDEL J.B., HEINRICHS T. (1992): The gravity field along the central segment of the EGT.- *Tectonophysics*, **207**, 97-121.
- GUTSCHER M.A. (1995): Crustal structure and dynamics in the Rhine Graben and the Alpine foreland.- *Geophys. J. Int.*, **122**, 617-636.
- HAACK U. (1983): On the content and vertical distribution of K, Th and U in the continental crust.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 360-366.
- HAENEL R., STAROSTE E. (1988): *Atlas of geothermal resources in the European Community, Austria and Switzerland*.- Schäfer, Hannover, 74 S.
- a) HANDY M. (1990): The solid-state flow of polymineralic rocks.- *J. Geophys. Res.*, **95**, 8647-8661.
- b) HANDY M. (1990): Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain size and time.- *Tectonophysics*, **163**, 119-152.
- HANDY M.R., WISSING S.B., STREIT L.E. (1999): Frictional-viscous flow in mylonite with varied bi-mineralic composition and its effect on lithospheric strength.- *Tectonophysics*, **303**, 175-191.
- HANSEN F.D., CARTER N.L. (1983): Semibrittle creep of dry and wet Westerly Granite at 1000 MPa.- *Proceedings-symposium on Rock Mechanics*, **24**, 429-447.

- HANSEN D.L., NIELSEN S.B. (2002): Does thermal weakening explain basin inversion? Stochastic modelling of the thermal structure beneath sedimentary basins.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **198**, 113-127.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles.- *Soc. Econ. Palaeontol. Geol. Soc. Spec. Pub.*, **42**, 71-108.
- HARTHILL N. (2002): The Tectonic Basis of the Geothermal Potential of the Oberrheingraben.- *Abtrakt*, 7. Geotherm. Fachtagung, 143-151.
- HASSANI R., CHÉRY J. (1996): Anelasticity explains topography associated with Basin and Range normal faulting.- *Geology*, **24**, 1095-1098.
- HELING D. (1969): Relationships between initial porosity of Tertiary argillaceous sediments and palaeosalinity in the Rhinegraben (SW-Germany).- *J. Sedim. Petrol.*, **39**, 246-254.
- HELING D. (1979): Die Diagenese der Tonsteine und Silttonsteine im mittleren Oberrheingraben.- *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **27**, 75-85.
- HENK A. (1993): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland).- *Geol. Rundsch.*, **82**, 3-19.
- HENK A. (1997): Gravitational orogenic collapse vs plate boundary stresses: a numerical modelling approach to the Permo-carboniferous evolution of Central Europe.- *Geol. Rundsch.*, **86**, 39-55.
- HENK A. (1998): Thermomechanische Modellrechnungen zur postkonvergenten Krustenäquilibration in den Varisciden.- *Geotek. Forschungen*, **90**, 1-124.
- HESS J.C., SCHMIDT G. (1989): Zur Alterstellung der Kataklastite im Bereich der Oetzbergzone, Odenwald.- *Geol. Jb. Hessen*, **17**, 69-77.
- HILL D.P. (1993): A note on ambient pore pressure, fault-confined pore pressure, and apparent friction.- *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **83**, 583-586.
- HILL R.I. (1991): Starting plumes and continental break-up.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 398-416.
- HILL R. (1998): *The Mathematical Theory of Plasticity*.- 1. Aufl., Clarendon Express, Oxford, 355 S.
- HILLER K. (2005): Zur Lage der Erdbebenherde in der Zollernalb: Anmerkungen zu der Veröffentlichung „Zur Neotektonik der Zollernalb: Der Hohenzollergraben und die Albstadt-Erdbeben“ von J. REINECKER & G. SCHNEIDER.- *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **87**, 415.
- HIRTH G., TULLIS J. (1994): The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates.- *J. Geophys. Res.*, **99**, 11731-11747.
- HIRTH G., TEYSSIER C., DUNLAP W.J. (2001): An evaluation of quartzite flow laws based on comparison between experimentally and naturally deformed rocks.- *Int. J. Earth Sci.*, **90**, 77-87.
- HOBBS B.E., MÜHLHAUS H.B., ORD A. (1990): Instability, softening and localisation of deformation.- In: KNIPE R.J., RUTTER E.H. (Hrsg.): *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **54**, 143-165.
- HOLBROOK W.S., GAJEWSKI D., KRAMMER A., PRODEHL C. (1988): An interpretation of wide-angle compressional and shear wave data in Southwest Germany: Poisson's ratio and petrological implications.- *J. Geophys. Res.*, **93**, 12081-12106.
- HOOPER P.R. (1990): The timing of crustal extension and the eruption of continental flood basalts.- *Nature*, **345**, 246-249.

- HORN P., LIPPOLT H.J., TODT W. (1972): Kalium-Argon-Bestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens - I. Gesamtgesteinsalter.- *Eclogae geol. Helv.*, **65**, 131-156.
- HOUSEMAN G., ENGLAND P. (1986): A dynamic model of lithosphere extension and sedimentary basin formation.- *J. Geophys. Res.*, **86**, 6115-6132.
- HUBBERT M.K., RUBEN W.W. (1959): The role of fluid pressure in the mechanics of overthrust faulting.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, 115-205.
- HUCKENHOLZ H.G., WERNER C.D. (1990): Die tertiären Vulkanite der Heldburger Gangschar.- *Beih. Europ. J. Mineral.*, **2**, 1-42.
- HUISMANS R. S., PODLADCHIKOV Y.Y., CLOETINGH S. (2001): Transition from passive to active rifting: Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere.- *J. Geophys. Res.*, **106**, 11271-11291.
- HUISMANS R.S., BEAUMONT C. (2003): Symmetric and Asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening.- *J. Geophys. Res.*, **108**, 2496, doi: 10.129/2002JB002026.
- HUNTOON J.E., FURLONG K.P. (1987): Thermal-mechanical evolution of extensional basins: Problems of non-unique interpretation.- In: BEAUMONT C., TANKARD A.J. (Hrsg.): *Sedimentary Basins and Basin Forming Mechanisms*.- *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, **12**, 205-212.
- HURICH C.A., SMITHSON S.B. (1984): Compositional variations and the origin of deep crustal reflections.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**, 416-426.
- ILLIES J.H. (1962): Prinzipien der Entwicklung des Rheingrabens, dargestellt am Grabenabschnitt bei Karlsruhe.- *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, **31**, 58-121.
- ILLIES J.H. (1963): Der Westrand des Rheingrabens zwischen Edenkoben (Pfalz) und Niederbronn (Elsaß).- *Oberrhein. Geol. Abh.*, **12**, 1-23.
- ILLIES J.H. (1974): Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben.- *Oberrhein. Geol. Abh.*, **23**, 1-24.
- ILLIES J.H. (1975): Recent and palaeo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhinegraben rift system.- *Tectonophysics*, **29**, 251-264.
- ILLIES J.H., MÜLLER S. (1970): Graben problems: Proceedings of an international Rift symposium held in Karlsruhe October 1968.- *Schweizerbart, Stuttgart*, 316 S.
- ILLIES J.H., FUCHS K. (1974): Approaches to taphrogenesis: Proceedings of an international Rift symposium held in Karlsruhe April 1972. - *Schweizerbart, Stuttgart*, 460 S.
- ILLIES J.H., GREINER G. (1979): Holocene movements and state of stress in the Rhine graben rift system.- *Tectonophysics*, **52**, 349-359.
- JACKSON J.A., WHITE N.J. (1989): Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension.- *J. Struct. Geol.*, **11**, 15-36.
- JAEGER J.C., COOK N.G. (1979): *Fundamentals of rock mechanics*.- 3. Aufl., Chapman & Hall, London, 585 S.
- KARATO S.I., WU P. (1993): Rheology of the upper mantle: A synthesis.- *Science*, **260**, 771-778.
- KEEN C.E., BOUTILIER R. (1990): Geodynamic Modelling of Rift Basins: The Syn-rift Evolution of a Simple Half-graben.- In: PINET B., BOIS C. (Hrsg.): *The potential of deep seismic profiling for hydrocarbon Exploration*.- *Éditions Technip, Paris*, 23-33.

- KEEP M., MCCLAY K.R. (1997): Analogue modelling of multiphase rift systems.- *Tectonophysics*, **273**, 239-270.
- KELLER J. (1978): Primary olivine nephelinitic magmas in the Rhine Graben riftvalley volcanism (Central Europe).- Abstract pres. Int. Geodyn. Conf. Magma genesis, 270-271.
- KELLER J., KRAML M., HENJES-KUNST F. (2002): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ single crystal laser dating of early volcanism in the Upper Rhine Graben and tectonic implications.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **82**, 121-130.
- KERRICH R. (1986): Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic, and mechanical effects.- *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 226-268.
- KESSLER P. (1909): Die tertiären Küstenkonglomerate in der Mittelhheinischen Tiefebene mit besonderer Berücksichtigung der elsässischen Vorkommen.- *Mittl. Geol. L.-Amt Elsaß-Lothringen*, **7**, 167-290.
- KESSLER G., LEIBER J. (1980): Erläuterungen zu Blatt Emmendingen 7813.- *Geol. Karte von Baden-Württemberg 1:25000*, Stuttgart, 151 S.
- KIEFER H. (1934): Die Tertiärschotter von Alpersbach im südlichen Schwarzwald und ihre Bedeutung für die Gestaltungsgeschichte Südwestdeutschlands im Jura und Tertiär.- *N. Jb. Min.*, **72**, 190-258.
- KILGORE B.D., BLANPIED M.L., DIETERICH J.H. (1993): Velocity dependent friction of granite over a wide range of conditions.- *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 903-906.
- KIRBY S.H. (1985): Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones.- *Tectonophysics*, **119**, 1-27.
- KOHLSTEDT D.L., EVANS B., MACKWELL S.J. (1995): Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments.- *J. Geophys. Res.*, **100**, 17587-17602.
- KOMINZ M.A., MILLER K.G., BROWNING J.V. (1998): Long-term and short-term global Cenozoic sea-level variations.- *Geology*, **26**, 311-314.
- KOOI H., CLOETINGH S. (1992): Lithospheric necking and regional isostasy at extensional basins 2. Stress-induced vertical motions and relative sea level changes.- *J. Geoph. Res.*, **97**, 17573-17591.
- KOOI H., BEAUMONT C. (1994): Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction.- *J. Geophys. Res.*, **99**, 12191-12209.
- KOWALCZYK G., MURAWSKI H., PRÜFERT J. (1978): Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südteil der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete seit dem Perm.- *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **60**, 181-205.
- KRECHER M. (2003): Ein becken-dynamisches Modell für Südvogesen (NE-Frankreich) und Badenweiler-Lenzkirch-Zone (SW-Deutschland) zur Zeit des höheren Unterkarbons und seine Bedeutung für die variszische Entwicklung in der oberrheinischen Region.- *Ber. Natur. Ges. Freiburg i. Br.*, **93**, 33-68.
- KROHE A. (1992): Structural evolution of the intermediate crustal rocks in a strike slip and extensional setting (Variscan Odenwald, SW Germany): differential upward transport of metamorphic complexes and changing deformation mechanisms.- *Tectonophysics*, **205**, 357-386.
- KROHE A. (1996): Variscan tectonics of central Europe: Postaccretionary intraplate deformation of weak continental lithosphere.- *Tectonics*, **15**, 1364-1388.
- KUSZNIR N.J., KARNER G.D., EGAN S.S. (1987): Geometric, thermal and isostatic consequences of detachments in continental lithosphere extension and basin formation.- In: BEAUMONT C., TANKARD A.J. (Hrsg.): *Sedimentary Basins and Basin Forming Mechanisms*.- *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, **12**, 185-203.

- KUSZNIR N.J., MARSDEN G., EGAN S.S. (1991): A flexural cantilever simple-shear/pure-shear model of continental extension.- In: ROBERTS A.M., YIELDING G., FREEMAN B. (Hrsg.): The Geometry of Normal Faults.- Geol. Soc. Spec. Pub., **56**, 41-60.
- LACHENBRUCH A.H., BUNKER C.M. (1971): Vertical Gradients of Heat Production in the Continental Crust – 2. Some estimates from borehole data.- J. Geophys. Res., **76**, 3852-3860.
- LACOMBE O., ANGELIER J., BYRNE D., DUPIN J.M. (1993): Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (Eastern France).- Tectonics, **12**, 874-888.
- LAMBERT I.B., HEIER K.S. (1967): The vertical distribution of uranium, thorium, and potassium in the Continental crust.- Geochim. Cosmochim. Acta, **31**, 377-390.
- LARROQUE J.M., ETCHECOPAR A., PHILIP H. (1987): Evidence for the permutation of stresses σ_1 and σ_2 in the Alpine foreland: the example of the Rhine graben.- Tectonophysics, **144**, 315-322.
- LARROQUE J.M., LAURENT P. (1988): Evolution of the stress field in the south of the Rhine Graben from the Eocene to the present.- Tectonophysics, **148**, 41-58.
- LAUBSCHER H. (1992): Jura kinematics and the Molasse basin.- Eclogae geol. Helv., **85**, 653-675.
- LAUBSCHER H. (2001): Plate interactions at the southern end of the Rhine graben.- Tectonophysics, **343**, 1-19.
- LAUBSCHER H. (2003): The Miocene dislocations in the northern foreland of the Alps: Oblique subduction and its consequences (Basel area, Switzerland, Germany).- Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **85**, 423-439.
- LAVIER L.L., BUCK R.W. (2002): Half graben versus large offset low-angle normal fault: Importance of keeping cool during normal faulting.- J. Geophys. Res., **107**, 10.1029/2001JB000513.
- LOCKNER D.A., BYERLEE J.D. (1993): How geometrical constraints contribute to the weakness of mature faults.- Nature, **363**, 250-252.
- LOPEZ CARDOSO G. (2004): 3-D geophysical imaging and tectonic modelling of the active tectonics of the Upper Rhine Graben region.- Dissertation Vrije Universiteit Amsterdam, 163 S.
- LOPEZ CARDOSO G., BEHRMANN J. (2005): Kinematic analysis of the Upper Rhine Graben boundary fault system.- in Druck.
- LUND B., ZOBACK M.D. (1999): Orientation and magnitude of in situ stress to 6.5 km depth in the Baltic Shield.- Int. J. Rock Mechanics and Mining Sci., **36**, 169-190.
- LUTZ M., CLEINTUAR M. (1999): Geological results of a hydrocarbon exploration campaign in the southern URG.- Bull. Angew. Geo., **4**, 3-80.
- LYNCH H.D., MORGAN P. (1987): The tensile strength of the lithosphere and the localisation of extension.- In: DEWEY J.F., HANCOCK P.L. (Hrsg.): Continental Extensional Tectonics.- Geol. Soc. Spec. Pub., **28**, 53-65.
- LYSAK S.V. (1992): Heat flow variations in continental rifts.- Tectonophysics, **208**, 309-323.
- MAASS R. (1988): Die Südvogesen zu variszischer Zeit.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **10**, 611-638.
- MACKWELL S.J., ZIMMERMANN M.E., KOHLSTEDT D.L. (1998): High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus.- J. Geophys. Res., **103**, 975-984.
- MAGGI A., JACKSON J.A., MCKENZIE D., PRIESTLEY K. (2000): Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere.- Geology, **28**, 495-498.

- MANDL G. (2000): Faulting in Brittle Rocks. An Introduction to the Mechanics of Tectonic Faults.- 1. Aufl., Springer, Berlin, 434 S.
- MARELL D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus.- Geol. Abh. Hessen, **89**, 1-128.
- MARONE C. (1998): Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting.- Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **26**, 643-696.
- MART Y., DAUTEUIL O. (2000): Analogue experiments of propagation of oblique rifts.- Tectonophysics, **316**, 121-132.
- MAUTHE G., BRINK H.J., BURRI P. (1993): Kohlenwasserstoffvorkommen und -potential im deutschen Teil des Oberrheingrabens.- Bull. Verein. Schweiz. Petrol. Geol. Ing., **60**, 15-29.
- MAYER G., MAI P.M., PLENEFISH T., ECHTLER H., LÜSCHEN E., WEHRLE V., MÜLLER B., BONJER K.P., PRODEHL C., FUCHS K. (1997): The deep crust of the southern Rhine Graben: reflectivity and seismicity as images of dynamic processes.- Tectonophysics, **275**, 15-40.
- MCCLAY K.R., ELLIS P.G. (1987): Geometries of extensional fault systems developed in model experiments.- Geology, **15**, 341-344.
- MCKENZIE D., BICKLE M.J. (1988): The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere.- J. Petrol., **29**, 625-679.
- MEANS W.D. (1990): Kinematics, stress, deformation and material behaviour.- J. Struct. Geol., **12**, 953-971.
- MEIER D. (1993): Abschiebungen – Geometrie und Entwicklung von Störungen im Extensionsregime.- 1. Aufl., Enke, Stuttgart, 142 S.
- MEIER L. (1989): Ein Modell für die Tiefenstruktur und Kinematik im Bereich des nördlichen Rheingrabens.- Dissertation Universität Karlsruhe, 117 S.
- MEIER L., EISBACHER G. (1991): Crustal kinematics and deep structure of the northern Rhine Graben.- Tectonics, **10**, 621-630.
- MEISSNER R., BORTFELD R.K. (1990): DEKORP Atlas.- Springer, Berlin.
- MEISSNER R., RABBEL W. (1999): Nature of crustal reflectivity along the DEKORP profiles in Germany in comparison with reflection patterns from different tectonic units worldwide: A review.- Pure Appl. Geophys., **156**, 7-28.
- MELOSH H.J., WILLIAMS C.A. (1989): Mechanics of Graben Formation in Crustal Rocks: A Finite Element Analysis.- J. Geophys. Res., **94**, 13961-13973.
- MENGEL K. (1992): Evidence from xenoliths for the composition of the lithosphere.- In: BLUNDELL D., FREEMAN R., MÜLLER S. (Hrsg.): A continent revealed – the European Geotraverse.- University Press, Cambridge, 91-102.
- MENGEL K., KERN H. (1992): Evolution of the petrological and seismic Moho – implications for the continental crust-mantle boundary.- Terra Nova, **4**, 9-16.
- MENILLET C. (1976): Carte géologique des entourages de Thann, 1 : 100000.- BRGM, New Orleans.
- MICHON L. (2000): Dynamique de l'extension continentale – Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central.- Dissertation Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 263 S.
- MICHON L., VAN BALEN R.T., MERLE O., PAGNIER H. (2003): The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift system integrated at a European scale.- Tectonophysics, **367**, 1-26.

- MILLER K.G., WRIGHT J.D., FAIRBANKS R.G. (1991): Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion.- J. Geophys. Res., **96**, 6829-6848.
- MÜLLER B., ZOBACK M.L., FUCHS K., MASTIN L., GREGERSEN S., PAVONI N., STEPHANSSON O., LJUNGGREN (1992): Regional patterns of tectonic stress in Europe.- J. Geophys. Res., **97**, 11783-11803.
- MÜLLER B., WEHRLE V., ZEYEN H., FUCHS K. (1997): Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees.- Tectonophysics, **275**, 199-219.
- MÜLLER G., GROTH C. (2000): FEM für Praktiker – Band 1: Grundlagen.- 5. Aufl., expert verlag, Renningen, 847 S.
- MÜLLER, H. (1996): Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben.- Geol. Abh. Hessen, **99**, 1-85.
- NAGEL T.J., BUCK W.R. (2004): Symmetric alternative to asymmetric rifting models.- Geology, **32**, 937-940.
- NAKATANI M. (2001): Physical and conceptual clarification of rate and state variable friction.- J. Geophys. Res., **203**, 24469-24486.
- ONCKEN O. (1988): Geometrie und Kinematik der Taunuskammüberschiebung; Beitrag zur Diskussion des Deckenproblems im südlichen Schiefergebirge.- Geol. Rundsch., **77**, 551-575.
- ONCKEN O. (1997): Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise).- Geol. Rundsch., **86**, 2-20.
- ORTLAM D. (1970): Eine Strukturkarte des südlichen Kraichgaues.- Geol. Jb., **88**, 553-566.
- PASSIER M.L., SNIEDER R.K. (1996): Correlation between shear wave upper mantle structure and tectonic surface expressions: Application to central and southern Germany.- J. Geophys. Res., **101**, 25293-25304.
- PATERSON M.S. (1987): Problems in the extrapolation of laboratory rheological data.- Tectonophysics, **133**, 33-44.
- PAUL W. (1955): Zur Morphogenese des Schwarzwaldes (I).- Jh. Geol. L.-Anst. Baden-Württemberg, **1**, 395-427.
- PFANNENSTIEL M. (1934): Die vulkanischen Tuffe in der Umgebung des Kaiserstuhls. Ihre sedimentären Einschlüsse und ihre Alterstellung.- Mitt. Bad. Landesver. Naturkd., **3**, 65-88.
- PICOT L., BECKER D., LAPAIRE F., USTASZEWSKI K., HUG W.A., BERGER J.P. (2004): Sédimentologie, paléontologie et paléoenvironnements côtiers de la région de Porrentruy (sud- rhénan).- Eclogae geol. Helv., in Druck.
- PLAUMANN S. (1991): Die Schwerekarte 1:500000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Mitte.- Geol. Jb., Reihe E, **46**, 3-16.
- PLAUMANN S., GROSCHOPF R., SCHÄDEL K. (1986): Kompilation einer Schwerekarte und einer geologischen Karte für den mittleren und nördlichen Schwarzwald mit einer Interpretation gravimetrischer Detailvermessungen.- Geol. Jb., Reihe E, **33**, 15-30.
- PLENEFISH T., BONJER K.P. (1997): The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters.- Tectonophysics, **275**, 71-97.
- POIRIER J.P. (1980): Shear localisation and shear instability in materials in the ductile field.- J. Struct. Geology, **2**, 135-142.
- PRIER H. (1969): Das pyroklastische und sedimentäre Rotliegende im Bereich der Bergstraße des südlichen Odenwalds.- Jh. Geol. L.-Anst. Baden-Württemberg, **11**, 279-288.

- PRIBNOW D. (2003): The Rhine Graben section.- In: CLAUSER C. (Hrsg.): Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers.- Springer, Berlin, 277-286.
- PRIBNOW D., FESCHE W., HÄGEDORN F. (1999): Heat Production and Temperature to 5 km Depth at the HDR Site in Soultz-sous-Forêts.- Report No. 119144, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover.
- PRIBNOW D., SCHELLSCHMIDT R. (2000): Thermal Tracking of Upper Crustal Fluid Flow in the Rhine Graben.- Geophys. Res. Lett., **27**, 1957-1960.
- PRODEHL C., MÜLLER S., GLAHN A., GUTSCHER M.A., HAAK V. (1992): Lithospheric cross sections of the European Cenozoic rift system.- Tectonophysics, **208**, 113-138.
- RABEL W., SIEGESMUND S., WEISS T., POHL M., BOHLEN T. (1998): Shear wave anisotropy of laminated lower crust beneath Urach (SW Germany): a comparison with xenoliths and with exposed lower crustal sections.- Tectonophysics, **298**, 337-356.
- RADTKE G., KÜMMERLE E. (2004): Neudefinition von fünf stratigraphischen Einheiten im Tertiär (Miozän) des Hanauer Beckens und des Oberrheingrabens (Deutschland). Niederrad- bis Bockenheimer-Formation.- Geol. Jb. Hessen, **131**, 27-44.
- RANALLI G. (1987): Rheology of the earth: deformation and flow processes in geophysics and geodynamics.- 1. Aufl., Allen & Unwin, Boston, 366 S.
- RANALLI G. (1994): Nonlinear flexure and equivalent mechanical thickness of the lithosphere.- Tectonophysics, **240**, 107-114.
- RANALLI G., MURPHY D.C. (1987): Rheological stratification of the lithosphere.- Tectonophysics, **132**, 281-295.
- REGENAUER-LIEB K., STREHLAU J. (1986): Central European volcanism; cracking of the European Plate due to Alpine collision.- Abstrakt, Jahrestagung Dt. Geophysik. Gesell., **46**, 54.
- REICHENBACHER B., KELLER T. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 2: Wiesbaden-Formation (= Untere Hydrobienschichten).- Mainzer geowiss. Mitt., **31**, 99-122.
- REINECKER J., SCHNEIDER G. (2002): Zur Neotektonik der Zollernalb: der Hohenzollerngraben und die Albstadt-Erdbeben.- Jber. Mitt. Geol. Ver., **84**, 391-417.
- REY P. (1993): Seismic and tectonometamorphic characters of the lower continental crust in Phanerozoic areas: a consequence of post-thickening extension.- Tectonics, **12**, 580-590.
- RICE J.R. (1992): Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault.- In: EVANS B., WONG T.F. (Hrsg.): Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks (the Brace Volume).- Academic Press, San Diego, 475-503.
- RITTER J.R., JORDAN M., CHRISTENSEN U. R., ACHAUER U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany.- Earth Planet. Sci. Lett., **186**, 7-14.
- ROLL A. (1979): Versuch einer Volumenbilanz des Oberrheintalgrabens und seiner Schultern.- Geol. Jb. A, **52**, 3-82.
- ROTHAUSEN K., SONNE V. (1997): Mainzer Becken. Sammlung Geologischer Führer 79.- 2. Aufl., Bornträger, Stuttgart, 203 S.
- ROTSTEIN Y., SCHAMING M., ROUSSE S. (2005): Structure and Tertiary tectonic history of the Mulhouse high, Upper Rhine Graben: Block faulting modified by changes in the Alpine stress regime.- Tectonics, **24**, 10.1029/TC2004001654.

- ROUSSET D., BAYER R., GUILLON D., EDEL J.B. (1993): Structure of the southern Rhine Graben from gravity and reflection seismic data (ECORS-DEKORP program).- *Tectonophysics*, **221**, 135-153.
- ROYER J.J., DANIS M. (1988): Steady state geothermal model of the crust and the problem of the boundary conditions; application to a rift system, the southern Rhine Graben.- *Tectonophysics*, **156**, 239-255.
- RUHLAND M. (1974): Le rôle de décrochements dans le socle vosgien et en bordure du Fossé rhénan.- In: ILLIES J.H., FUCHS K. (Hrsg.): Approaches to taphrogenesis: Proceedings of an international Rift symposium held in Karlsruhe April 1972. - Schweizerbart, Stuttgart, 167-171.
- RUINA A.L. (1983): Slip instability and state friction laws.- *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- RUTTE E. (1949): Über Jungtertiär und Altdiluvium im Oberrheingebiet und den fossilen Karst der südbadischen Vorbergzone.- Dissertation Universität Freiburg, 191 S.
- RUTTER E.H., BRODIE K.H. (1991): Lithosphere rheology – a note of caution.- *J. Struct. Geol.*, **13**, 363-367.
- RUTTER E.H. (1986): On the nomenclature of mode of failure transition in rocks.- *Tectonophysics*, **122**, 381-387.
- RUTTER E.H. (1998): On the relationship between the formation of shear zones and the form of the flow law for rocks undergoing dynamic recrystallization.- *Tectonophysics*, **303**, 147-158.
- RYBACH L. (1979): The relationship between seismic velocity and radioactive heat production in crustal rocks: an exponential law.- *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 75-82.
- SACKS P.E., SECOR D.T. (1990): Delamination in collisional orogens.- *Geology*, **18**, 999-1002.
- SCHAD A. (1962): Voraussetzungen für die Bildung von Erdöllagerstätten im Rheingraben.- *Abh. Geol. L.-Anst. Baden-Württemberg*, **4**, 29-40.
- SCHAD A. (1964): Feingliederung des Miozäns und die Deutung der nacholigozänen Bewegungen im Mittleren Rheingraben.- *Abh. Geol. L.-Anst. Baden-Württemberg*, **5**, 1-56.
- SCHÄFER P., KADOLSKY D. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 1: Oberrad-Formation (= Obere Cerithienschichten, oberer Teil) und Rüssingen-Formation (= Inflata-Schichten).- *Mainzer geowiss. Mitt.*, **31**, 73-98.
- SCHATZ J.F., SIMMONS G. (1972): Thermal Conductivity of Earth Materials at High Temperatures.- *J. Geophys. Res.*, **77**, 6966-6983.
- SHELLSCHMIDT R., CLAUSER R. (1996): The Thermal Regime of the Upper Rhine Graben and the Anomaly at Soultz.- *Z. angew. Geol.*, **42**, 40-44.
- SCHMITT T.J. (1981): The West European stress field: new data and interpretation.- *J. Struct. Geol.*, **3**, 309-315.
- SCHÖN J. (1983): Petrophysik – Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen.- 1. Aufl., Enke, Stuttgart, 405 S.
- SCHOLZ C.H. (1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting.- *Geol. Rundsch.*, **77**, 319-328.
- SCHOLZ C.H. (2002): The Mechanics of Earthquakes and Faulting.- 2. Aufl., University Press, Cambridge, 471 S.
- SCHUMACHER M.E. (2002): Upper Rhine Graben: role of pre-existing structures during rift evolution.- *Tectonics*, **21**, 10.1029/2001TC900022.

- SEIPOLD U. (1993): Depth dependence of thermal transport properties of crystalline rocks.- *Tectonophysics*, **291**, 161-171.
- SEIPOLD U. (1998): Temperature dependence of thermal transport properties for crustal rocks.- *Phys. Earth Planet. Inter.*, **69**, 299-303.
- SEMMELE A. (1991): Neotectonics and geomorphology in the Rhenish massif and the Hessian Basin.- *Tectonophysics*, **195**, 291-297.
- SEYFERTH M. (2001): Numerische Modellierungen kontinentaler Kollisionszonen: Quantifizierung orogener Prozesse als Beitrag zum Verständnis fossiler und rezenter Orogene.- Dissertation Universität Würzburg, 237 S.
- SEYFERTH M., HENK A. (2000): Deformation, metamorphism and exhumation – quantitative models for a continental collision zone in the Variscides.- In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O., TANNER D. (Hrsg.): *Orogenic processes - Quantification and Modeling in the Variscan Belt of Central Europe*.- *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **179**, 217-230.
- SHELTON G., TULLIS J. (1981): Experimental flow laws for crustal rocks.- *EOS*, **62**, 396.
- SHIMADA M. (1993): Lithosphere strength inferred from fracture strength of rocks at high confining pressures and temperatures.- *Tectonophysics*, **217**, 55-64.
- SIBSON R.H. (1974): Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults.- *Nature*, **249**, 542-544.
- SIBSON R.H. (1985): A note on fault reactivation.- *J. Struct. Geol.*, **7**, 751-754.
- SIBSON R.H. (1990): Conditions for fault-valve behaviour.- In: KNIPE R.J., RUTTER E.H. (Hrsg.): *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*.- *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **54**, 15-28.
- SIEGESMUND S. (1994): Modelling of the thermal conductivity observed in paragneisses of the KTB pilot hole.- *Scientific Drilling*, **4**, 207-213.
- SISSINGH W. (1998): Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben, and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events.- *Tectonophysics*, **300**, 249-284.
- SITTLER C. (1965): Le Paléogène des Fossés Rhénan et Rhodanien études sédimentologiques et paléoclimatiques.- *Mém. Serv. Ct. Géol. Als. Lorr.*, **24**, 1-393.
- SITTLER C. (1967): Le Soubassement et le Remplissage du Fossé Rhénan au Niveau du Bassin de Pechelbronn et du Seuil d'Erstein.- *Abh. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **6**, 69-80.
- SLEEP N.H., BLANPIED M.L. (1994): Ductile Creep and Compaction: A Mechanism for transiently Increasing Fluid Pressure in Mostly Sealed Fault Zones.- *Pure Appl. Geophys.*, **143**, 9-40.
- SOBOLEV A.V., CHAUSSIDON M. (1996): H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **137**, 45-55.
- SPOHN T., SCHUBERT G. (1982): Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the initiation of continental rifting.- *J. Geophys. Res.*, **87**, 4669-4681.
- STANGE S., BRÜSTLE W. (2005): The Albstadt/Swabian Jura seismic source zone reviewed through the study of the earthquake of March 22 2003.- *Jber. Mitt. Geol. Ver.*, **87**, 391-414.
- STANGE S., STREHLAU J. (2005): Earthquakes in the lower crust under the Molasse Basin: Seismological detection of active metamorphism?.- *Abstrakt, Jahrestagung Dt. Geophysik. Gesell.*, **65**, 262-263.

- STIPP M., STÜNITZ H., HEILBRONNER R., SCHMID S. (2002): The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation over a temperature range from 250 to 700°C.- J. Struct. Geol., **24**, 1861-1884.
- STRAUB E.W. (1962): Voraussetzungen für die Bildung von Erdöllagerstätten im Rheingraben.- Abh. Geol. L.-Anst. Baden-Württemberg, **4**, 123-136.
- STREHLAU J., MEISSNER R. (1987): Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state flow data.- In: FUCHS K., FROIDEVAUX C. (Hrsg.): Composition, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system.- Geodyn. Ser. Am. Geophys. Union, **16**, 69-87.
- STREIT J.E. (1997): Low frictional strength of upper crustal faults.- J. Geophys. Res., **102**, 24619-24626.
- STÜWE K. (2000): Geodynamik der Lithosphäre.- 1. Aufl., Springer, Berlin, 405 S.
- SUMMERFIELD M.A. (1991): Sub-aerial denudation of passive margins: regional elevation versus local relief models.- Earth Planet. Sci. Lett., **102**, 460-469.
- TER VOORDE M., BERTOTTI G. (1994): Thermal effects of normal faulting during rifted basin formation. 1. A finite difference model.- Tectonophysics, **240**, 133-144.
- TER VOORDE M., CLOETINGH S. (1996): Numerical modeling of extension in faulted crust: effects of localized and regional deformation on basin stratigraphy.- In: BUCHANAN P.G., NIEUWLAND D.A. (Hrsg.): Modern Developments in Structural Interpretation, Validation, and Modelling.- Geol. Soc. Spec. Pub., **99**, 283-196.
- TER VOORDE M., VAN BALEN R.T., BERTOTTI G., CLOETINGH S. (1998): The influence of a stratified rheology on the flexural response of the lithosphere to (un)loading by extensional faulting.- Geophys. J. Int., **134**, 721-735.
- TERZAGHI K., PECK R.B., MESRI G. (1996): Soil Mechanics in Engineering Practice.- 3. Aufl., Wiley & Sons, New York, 549 S.
- TOWNEND J., ZOBACK M.D. (2000): How faulting keeps the crust strong.- Geology, **28**, 399-402.
- TSENN M.C., CARTER N.L. (1987): Upper limits of power law creep of rocks.- Tectonophysics, **136**, 1-26.
- TULLIS J., YUND R.A. (1987): Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation.- Geology, **13**, 238-241.
- TULLIS J., YUND R., FARVER J. (1996): Deformation-enhanced fluid distribution in feldspar aggregates and implication for ductile shear zones.- Geology, **24**, 63-66.
- TURCOTTE D.L., SCHUBERT G. (1982): Geodynamics – Applications of Continuum Physics to Geological Problems.- 1. Aufl., Wiley & Sons, New York, 450 S.
- TWISS R.J., MOORES E.M. (1992): Structural geology.– 1. Aufl., Freeman and Company, New York, 532 S.
- USTASZEWSKI K., SCHUMACHER M.E., SCHMID S.M. (2005): Simultaneous normal faulting and extensional flexuring during Palaeogene rifting – an example from the southern Upper Rhine Graben.- Int. J. Earth Sci., **94**, 680-696.
- VAN WERVEKE L. (1934): Der Verlauf und das Alter der Haupttrandverwerfungen und der übrigen wichtigeren Störungen und Bewegungen im Gebiet des Mittelrheingrabens.- Abh. Heidelb. Akad. Wiss. Math.-natur. Kl., **21**, 97 S.

- VAN WIJK J.W., CLOETINGH S. (2002): Basin migration caused by slow lithospheric extension.-Earth Planet. Sci. Lett., **198**, 275-288.
- VERNON R.H., FLOOD R.H. (1988): Contrasting deformation and metamorphism of S- and I-type granitoids in the Lachlan Fold Belt, eastern Australia.- Tectonophysics, **147**, 127-143.
- WEHRLE V. (1998): Analytische Untersuchung intralithosphärischer Deformationen und numerische Methoden zur Bestimmung krustaler Spannungsdomänen. - Dissertation Universität Karlsruhe, 167 S.
- WEIDENFELLER M., ZÖLLER L. (1995): Mittelpleistozäne Tektonik in einer Löß-Paläoboden-Abfolge am westlichen Rand des Oberrheingrabens.- Mainzer geowiss. Mitt., **24**, 87-102.
- WEISSEL J.K., KARNER G.D. (1989): Flexural uplift of the rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension.- J. Geophys. Res., **94**, 13919-13950.
- WENZEL F., BRUN J.P., ECORS-DEKORP-Team (1991): A deep reflection seismic line across the northern Rhine Graben.- Earth Planet. Sci. Lett., **104**, 140-150.
- WESTAWAY R. (1993): Forces associated with mantle plumes.- Earth Planet. Sci. Lett., **119**, 331-348.
- WEYL R. (1936): Stratigraphie und Tektonik der Grundgebirgsgrenze zwischen Kinzig und Elz im mittleren Schwarzwald.- Bad. Geol. Abh., **8**, 46-126.
- WHITE S.H., BRETAN P.G., RUTTER E.H. (1986): Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms.- Phil. Trans. Royal. Soc. London A, **317**, 81-97.
- WICKERT F., ALTHERR R., DEUTSCH M. (1990): Polyphase Variscan tectonics and metamorphism along the segment of the Saxothuringian-Moldanubian boundary: The Baden-Baden-zone, northern Schwarzwald (F.R.G.).- Geol. Rundsch., **79**, 627-647.
- WILKS K.R., CARTER N.L. (1990): Rheology of some continental lower crustal rocks.- Tectonophysics, **182**, 57-77.
- WILLIAMS C.A., RICHARDSON R.M. (1991): A Rheologically Layered Three-dimensional Model of the San Andreas Fault in Central and Southern California. - J. Geophys. Res., **96**, 16597-16623.
- WILSON M., ROSENBAUM J.M., DUNWORTH E.A. (1995): Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer.- Contrib. Mineral. Petrol., **119**, 181-196.
- WIRTH E. (1958): Die geologischen und wirtschaftlichen Ergebnisse der letztvergangenen 4jährigen Aufschlußperiode auf Erdöl und Erdgas im Rheintalgraben.- Z. dt. geol. Ges., **109**, 668-669.
- WIRTH E. (1962): Die geologischen Ergebnisse der Erdölexploration in der Rheinebene zwischen Offenburg und Lahr.- Erdöl u. Kohle, **15**, 684-692.
- WITTENBERG A., VELLMER C., KERN H., MENGEL K. (2000): The Variscan lower continental crust: evidence for crustal delamination from geochemical and petrological investigations.- In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O., TANNER D. (Hrsg.): Orogenic processes – Quantification and Modeling in the Variscan Belt of Central Europe.- Geol. Soc. Spec. Pub., **179**, 401-414.
- WITTMANN O. (1934): Über neu aufgefundene Aufschlüsse im Lahrer Tertiär und die Tektonik der Randhügelzone.- Bad. Geol. Abh., **6**, 43-61.
- WITTMANN O. (1955): Böhnerze und präezäne Landoberfläche im Markgräfler Land.- Jh. Geol. L.-Anst. Baden-Württemberg, **33**, 49-77.
- WOODSIDE W., MESSMER J.H. (1961): Thermal conductivity of porous media (parts I and II).- Appl. Physics, **32**, 1688-1707.

- WORALL D.M., SNELSON S. (1989): Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt.- In: BALLY A.W., PALMER A.R. (Hrsg.): The geology of North America.- Geol. Soc. Am. **A**, 97-138.
- YUEN D.A., FLEITOUT L. (1985): Thinning of the lithosphere by small-scale convective destabilization.- Nature, **313**, 125-128.
- ZEISS S., GAJEWSKI D., PRODEHL C. (1990): Crustal structure of southern Germany from seismic refraction data.- Tectonophysics, **176**, 59-86.
- ZHOU S., STÜWE K. (1994): Modeling of dynamic uplift, denudation rates, thermomechanical consequences of erosion in isostatically compensated mountain belts.- J. Geophys. Res., **99**, 13923-13939.
- ZIEGLER P.A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland.- Tectonophysics, **137**, 389-420.
- a) ZIEGLER P.A. (1992): European Cenozoic rift system.- Tectonophysics, **208**, 91-111.
- b) ZIEGLER P.A. (1992): Geodynamics of rifting and implications for hydrocarbon habitat.- Tectonophysics, **215**, 221-253.
- ZIEGLER P.A. (1994): Cenozoic rift system of western and central Europe: an overview.- Geol. Mijnbouw, **73**, 99-127.
- ZOBACK M.D., HARJES H.P. (1997): Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany.- J. Geophys. Res., **102**, 18477-18491.

Anhang 1

Tab. A1: Bohrprofile für die Dekompaktionsanalyse (Kap. 5.3); Zusammenstellung nach ROLL (1979), Tabelle 1.

Lfde. Nr.*	Lokalität	Mächtigkeit SG1 in [m]	Mächtigkeit. SG2 in [m]	Mächtigkeit. SG3 in [m]	Mächtigkeit. SG4 in [m]	Mächtigkeit. SG5 in [m]
1	Königstädten	376	276	468	789	457
2	Großgerau	0	137	270	569	461
3	Büttelbronn	0	226	352	606	492
4	Darmstadt 2	0	75	319	603	450
5	Darmstadt 3	0	54	141	127	130
6	Dornheim	0	226	318	692	500
7	Wolfskehlen 30	0	219	388	758	579
8	Wolfskehlen 5	0	207	260	646	453
9	Stockstadt 30	0	254	344	664	490
10	Stockstadt 109	0	223	420	732	480
11	Crumstadt	0	225	630	870	600
12	Pfungstadt	0	265	558	853	574
13	Gimbsheim	67	?	458	743	573
14	Biebesheim	137	254	432	803	533
15	Eich 1-6	151	249	365	760	624
16	Hähnlein 2	135	230	510	916	679
17	Mettenheim 3	148	231	514	493	452
18	Mettenheim 1	0	115	Abtrag.	Abtrag.	Abtrag.
19	Gernsheim	167	247	624	961	665
20	Rheindürkheim	180	236	546	876	490
21	WIAG Hessen 4	?	0	?	?	?

22	WIAG Hessen 5	?	0	?	900	900
23	Wattenheim 4	245	242	545	878	573
24	Nordheim 2	245	360	562	987	725
25	Hofheim	301	322	656	734	684
26	WIAG Hessen 2	?	?	?	?	?
27	Heuchelheim 2	208	352	450	842	315
28	Frankenthal 10	331	337	892	923	787
29	DPAG-Weinheim	?	117	?	?	?
30	Weinheim	nicht trennbar		1100	1089	785
31	Wiag Baden 10	?	?	?	237	800
32	Grünstadt	0	298	376	300	50
33	Ellerstadt	200	340	405	520	180
34	Schriesheim	0	72	869	1025	611
35	Schwabenbach	?	?	?	780	210
36	Deidesheim	214	309	396	524	128
37	Waldsee	450	370	748	825	413
38	Heidelberg	?	?	?	?	1022
39	Gimmeldingen	112	250	420	530	120
40	Neustadt	100	302	490	630	150
41	Dudenhofen 3	330	360	576	700	275
42	Sandhausen	363	377	880	974	460
43	WIAG Baden 3	273	131	?	?	?
44	Wiesloch	?	?	?	?	?
45	Edenkoben	135	166	263	315	231
46	Harthausen	330	380	484	818	295

47	Reilingen	315	430	975	990	440
48	Oberhausen	472	403	611	810	335
49	Rot	?	?	?	?	?
50	WIAG Baden 6	?	?	?	?	380
51	Germersheim	500	403	567	845	289
52	Kronau	123	330	730	815	245
53	Landau 115	250	200	235	390	0
54	Landau 41	450	400	471	614	80
55	Offenbach	347	370	570	618	120
56	DPAG Pfalz	216	82	187	?	6
57	Impflingen	476	379	455	577	71
58	Herxheim	300	375	538	710	120
59	Rülzheim	319	325	616	725	132
60	Hochstetten	450	418	640	829	242
61	Huttenheim	480	401	664	858	299
62	Graben	nicht trennbar		610	747	242
63	DPAG Baden	?	?	?	741	250
64	Karlsdorf	530	365	520	634	255
65	Profil 1	nicht trennbar		310	320	140
66	Profil 2	nicht trennbar		235	230	15
67	Rheinzabern	845	394	605	731	100
68	Spöck	549	354	463	661	200
69	Büchenau	?	363	420	589	125
70	Oberrotterbach	575	410	250	500	60
71	Rechtenbach	659	119	250	450	0

72	Freckenfeld	450	400	812	610	160
73	Minfeld	446	423	489	645	140
74	Kandel	450	432	544	648	140
75	Linkenheim	710	425	709	751	165
76	Leopoldshafen	923	390	652	796	182
77	Untergrombach	165	320	416	?	29
78	Weingarten	70	307	670	480	15
79	Schaidt	nicht trennbar		500	600	101
80	Hagenbach	578	472	664	627	80
81	Maximilansau	934	454	663	671	125
82	Knielingen	nicht trennbar		917	770	185
83	Hagsfeld	800	340	730	500	14
84	Riedselz	424	445	300	400	20
85	Scheibenhard	446	485	660	500	23
86	Aurora-Baden 1	400	500	257	?	18
87	Karlsruhe	640	350	800	600	135
88	Rüppurr	800	400	730	500	15
89	Dieffenbach	900	0	250	250	0
90	Reimerswiller	750	100	400	300	28
91	Hohwiller	750	600	400	300	28
92	Strundwiller	600	500	500	300	30
93	WNW-Ende (Prof. A)	700	550	750	400	97
94	Niederrödern	900	400	850	350	50
95	Seitz	900	450	950	400	130
96	Mulde (Profil A)	700	500	940	400	130

97	Raststatt 2	407	504	967	400	97
98	Malsch	?	?	?	?	?
99	Baden	792	0	?	?	?
100	Kuppenheim	289	0	?	?	?
101	Beinheim	142	463	?	350	100
102	Forstfeld	395	485	900	350	100
103	Donau 3	455	252	300	300	50
104	Auenheim	nicht trennbar		800	300	12
105	Ohlungen	0	600	250	150	0
106	Hagenau 3	621	277	250	150	65
107	Schirrheim	505	387	300	270	0
108	Söllingen	584	297	1000	300	190
109	Ostanstieg	Lokalität unbekannt				
110	Sinzheim	575	404	?	?	?
111	Weitenung	953	386	800	250	96
112	Truchtersheim 2	413	227	400	80	3
113	Gambsheim	490	461	300	200	115
114	Killstedt	570	412	300	200	190
115	Kork	547	383	560	200	220
116	Legelshurst	174	0	300	150	155
117	Dachstein	270	344	500	0	0
118	Ensheim-DP30	437	537	400	0	44
119	Stockfeld	nicht trennbar		450	0	215
120	Appenweiler	0	374	?	?	?
121	Lipsheim	399	325	400	0	54

122	Plobsheim	0	850	400	0	200
123	Meistratzheim	202	161	500	0	112
124	Offenburg	392	818	500	100	190
125	Uttenheim	269	309	500	0	80
126	Krafft	342	71	500	0	185
127	Zellwiller	200	800	500	0	40
128	St. Pierre	545	148	500	0	30
129	Gerstheim	265	113	500	0	180
130	Lahr	50	0	0	0	0
131	Ebersheim-DP 22	580	495	500	0	195
132	DP 15	385	381	500	0	155
133	Wittisheim	202	425	500	0	145
134	Sundhausen	394	168	500	0	114
135	Weisweil	246	0	142	0	129
136	Wyhl	?	0	236	0	143
137	Illhäusern	241	365	500	0	114
138	Ostheim	425	340	500	0	164
139	Bischwihr	372	604	500	0	164
140	Colmar	925	455	500	0	108

*Die Lagen der Bohransatzpunkte sind in Abb. I (S.308) aufgeführt.

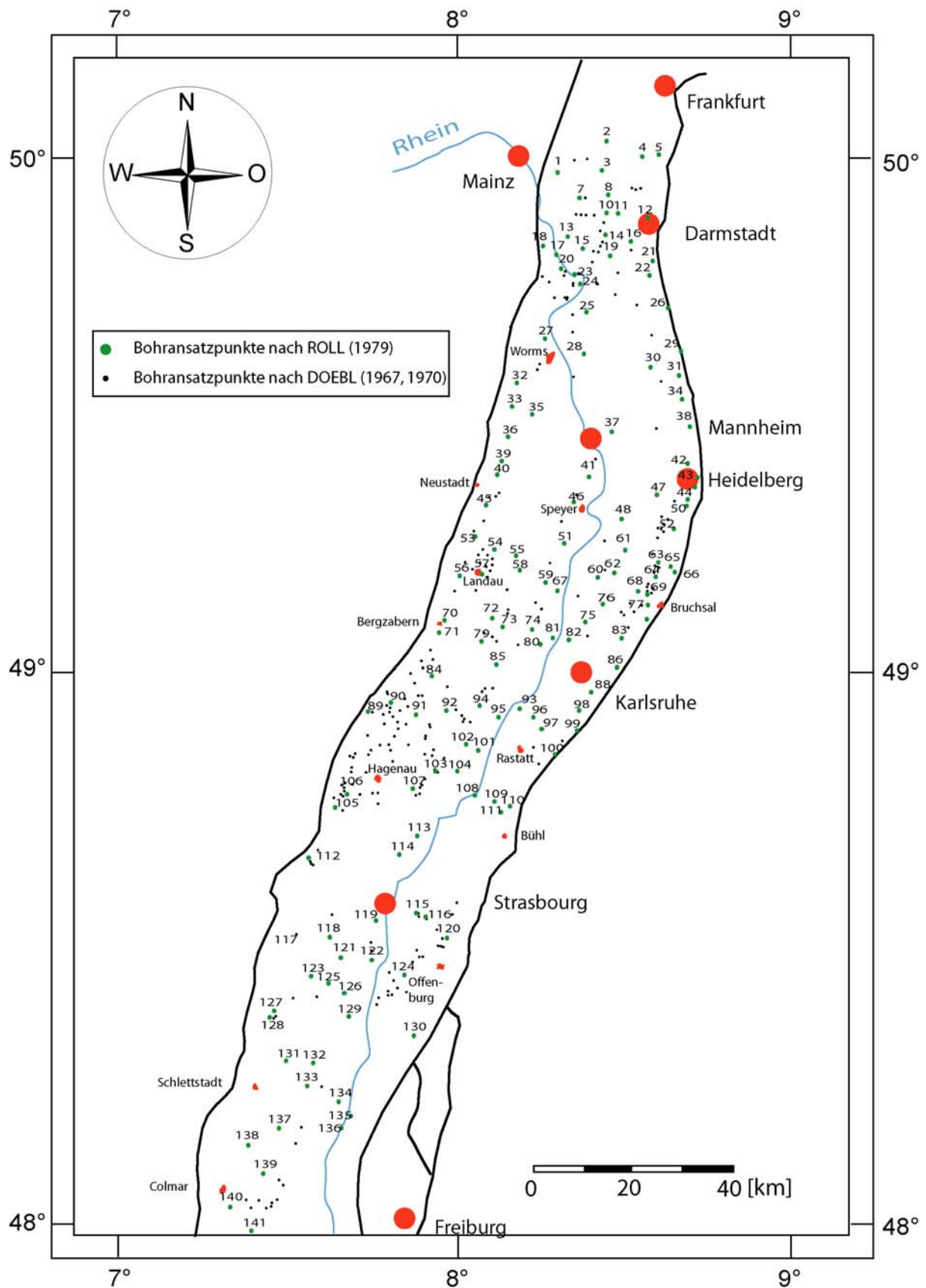


Abb. I: Lage von Bohrersatzpunkten nach DOBL (1967, 1970) und ROLL (1979).

Die mit Nummern versehenen grünen Kreise entsprechen den Lokalitäten mit laufender Nummer nach Tab. A.1. Die Bohrersatzpunkte beider Autoren sind teilweise identisch.

Erläuterungen zur Tab. A1:

1. Zahlenangaben

- Zahlenangaben = Teufenmächtigkeit
- Zahlen in Kursivschrift: geschätzte Teufenmächtigkeit
- Zahlen mit hoher Konturstärke: ursprüngliche Teufenmächtigkeit vor Abtragung

2. Verwendung der Bohrprofile

- Eine Dekompaktion wird nur durchgeführt, wenn die Mächtigkeit der zu entfernenden Schichtgruppe mehr als 100 m beträgt.
- Die folgenden, von ROLL (1979) verwendeten Bohrprofile gehen nicht in die Dekompaktionsanalyse ein:

▪ 13, Gimbsheim:	Bohrprofil gestört	▪ 79, Schaidt:	SG 1, 2 nicht trennbar
▪ 18, Mettenheim:	Schichten abgetragen	▪ 82, Knielingen:	SG 1, 2 nicht trennbar
▪ 22, WIAG Hessen4:	keine Daten verfügbar	▪ 86, Aurora-Baden1:	Bohrprofil unvollständig
▪ 23, WIAG Hessen5:	keine Daten verfügbar	▪ 90, Reimerswiller:	lokale Horststruktur
▪ 26, WIAG Hessen2:	keine Daten verfügbar	▪ 98, Malsch:	keine Daten verfügbar
▪ 29, DPAG Weinheim:	Bohrprofil unvollständig	▪ 99, Baden:	Bohrprofil unvollständig
▪ 30, Weinheim:	SG 1, 2 nicht trennbar	▪ 100, Kuppenheim:	Bohrprofil unvollständig
▪ 31, WIAG Baden10:	Bohrprofil unvollständig	▪ 101, Beinheim:	Bohrprofil unvollständig
▪ 35, Schwabenbach:	Bohrprofil unvollständig	▪ 104, Auenheim:	SG 1, 2 nicht trennbar
▪ 38, Heidelberg:	Bohrprofil unvollständig	▪ 109, Ostanstieg:	Lokalität unbekannt
▪ 43, WIAG, Baden3:	keine Daten verfügbar	▪ 110, Sinzheim:	Bohrprofil unvollständig
▪ 44, Wiesloch:	keine Daten verfügbar	▪ 111, Weitenung:	lokales Depozentrum
▪ 49, Rot:	keine Daten verfügbar	▪ 119, Stockfeld:	SG 1, 2 nicht trennbar
▪ 50, WIAG Baden6:	Bohrprofil unvollständig	▪ 120, Appenweier:	keine Daten verfügbar
▪ 53, Landau 115:	lokale Horststruktur	▪ 124, Offenburg:	lokales Depozentrum
▪ 56, DPAG Pfalz:	Bohrprofil unvollständig	▪ 130, Lahr:	Mächtigkeit << 100 m
▪ 62, Graben:	SG 1, 2 nicht trennbar	▪ 135, Weisweil:	Bohrprofil gestört
▪ 65, Profil1:	SG 1, 2 nicht trennbar	▪ 136, Wyhl:	Bohrprofil gestört
▪ 66, Profil2:	SG 1, 2 nicht trennbar	▪ 139, Bischwihr:	Halokinese
▪ 63, DPAG Baden:	Bohrprofil unvollständig		
▪ 69, Büchenau:	Bohrprofil unvollständig		

Die nicht berücksichtigten Bohrprofile sind in Tab. A1 grau hinterlegt.

Anhang 2

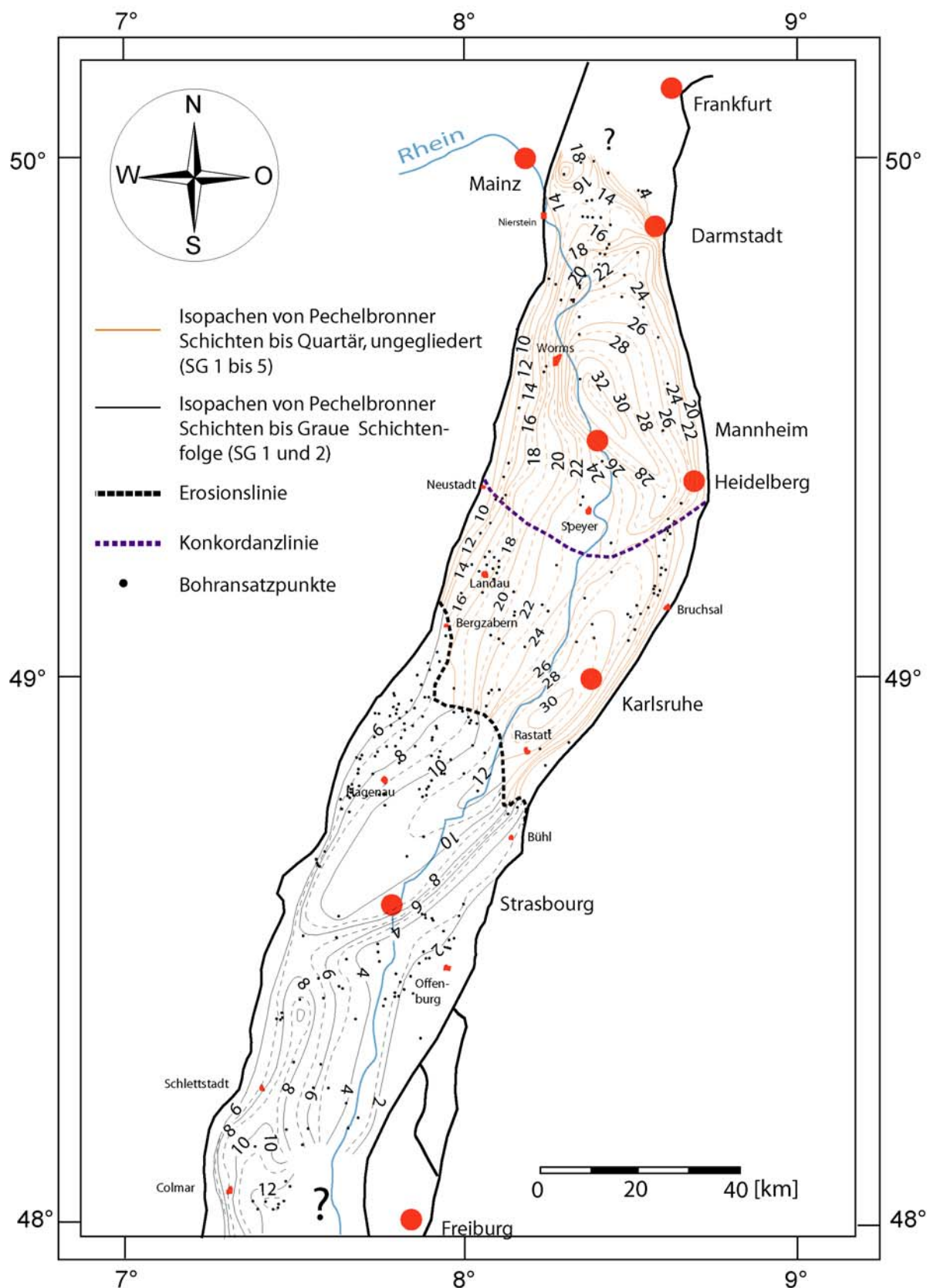


Abb. II: Rezente Mächtigkeitsverteilung der Schichtgruppen 1 bis 5.

Südlich der Erosionslinie sind nur die vollständig erhaltenen Schichtgruppen 1 und 2 dargestellt. Nördlich der Konkordanzlinie liegen keine erosiven Kontakte zwischen den Schichtgruppen 1 bis 5 vor; Angaben in 100 m; Bohransatzpunkte nach DOEBL (1967, 1970) zur Dokumentation der Datendichte.

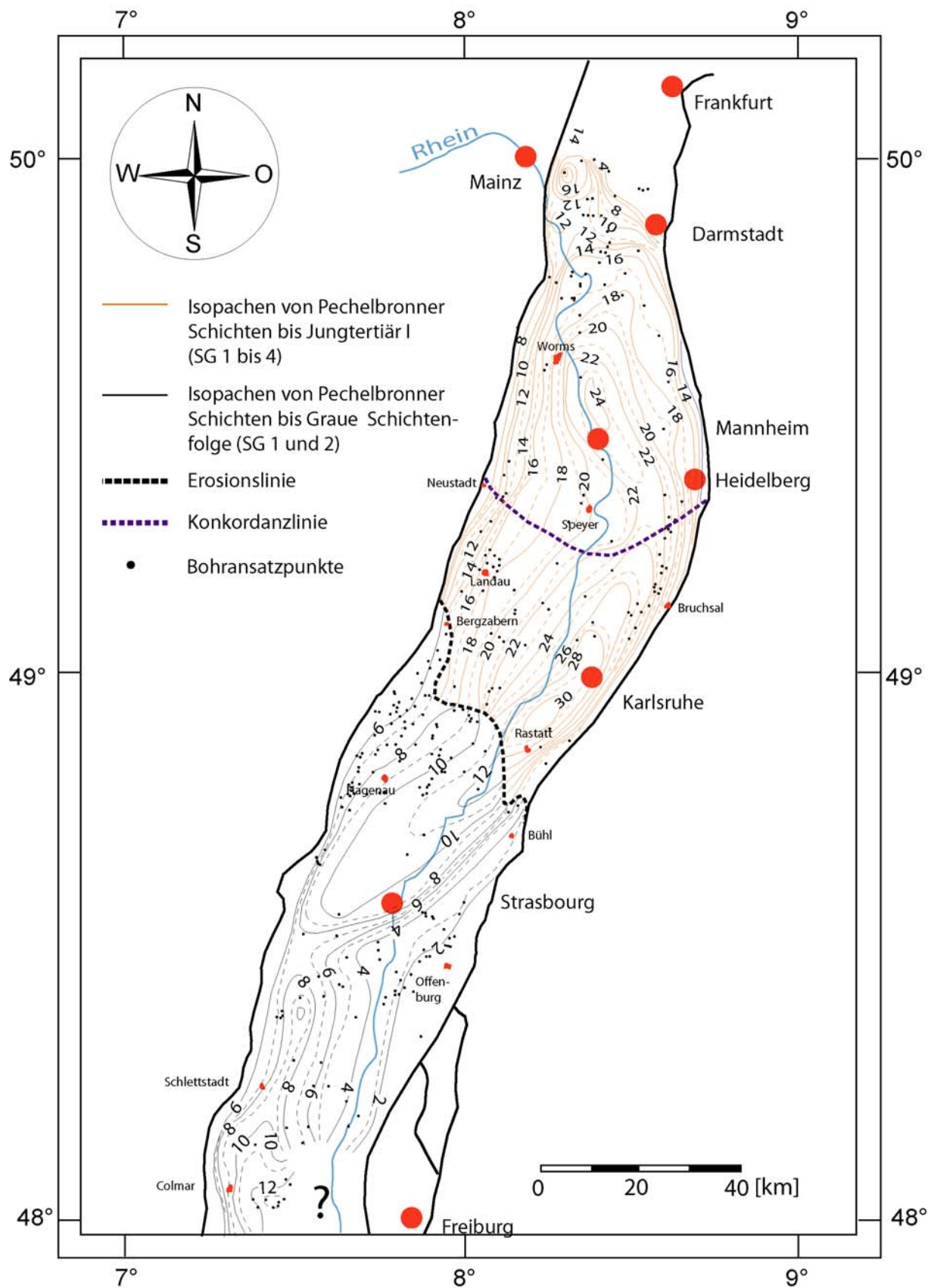


Abb. III: Mächtigkeitsverteilung der Schichtgruppen 1 bis 4 nach Ablagerung des Jungtertiärs I (16.2 Ma). Südlich der Erosionslinie sind nur die vollständig erhaltenen Schichtgruppen 1 und 2 dargestellt. Nördlich der Konkordanzlinie liegen keine erosiven Kontakte zwischen den Schichtgruppen 1 bis 4 vor; Angaben in 100 m; Bohransatzpunkte nach DOEBL (1967, 1970) zur Dokumentation der Datendichte.

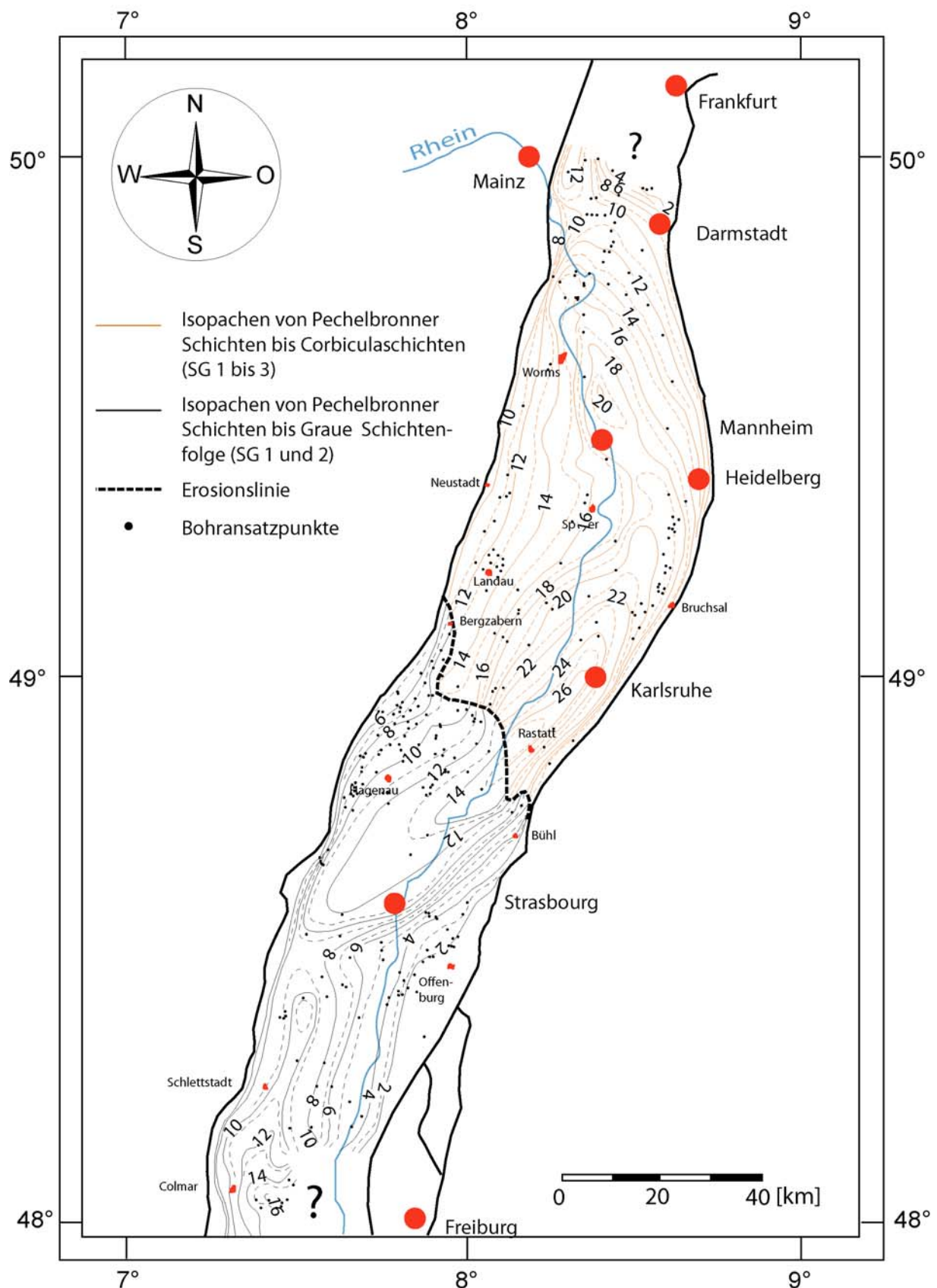


Abb. IV: Mächtigkeitsverteilung der Schichtgruppen 1 bis 3 nach Ablagerung der Corbiculaschichten (21.5 Ma). Südlich der Erosionslinie sind nur die vollständig erhaltenen Schichtgruppen 1 und 2 dargestellt, Angaben in 100 m; Bohransatzpunkte nach DOEBL (1967, 1970) zur Dokumentation der Datendichte.

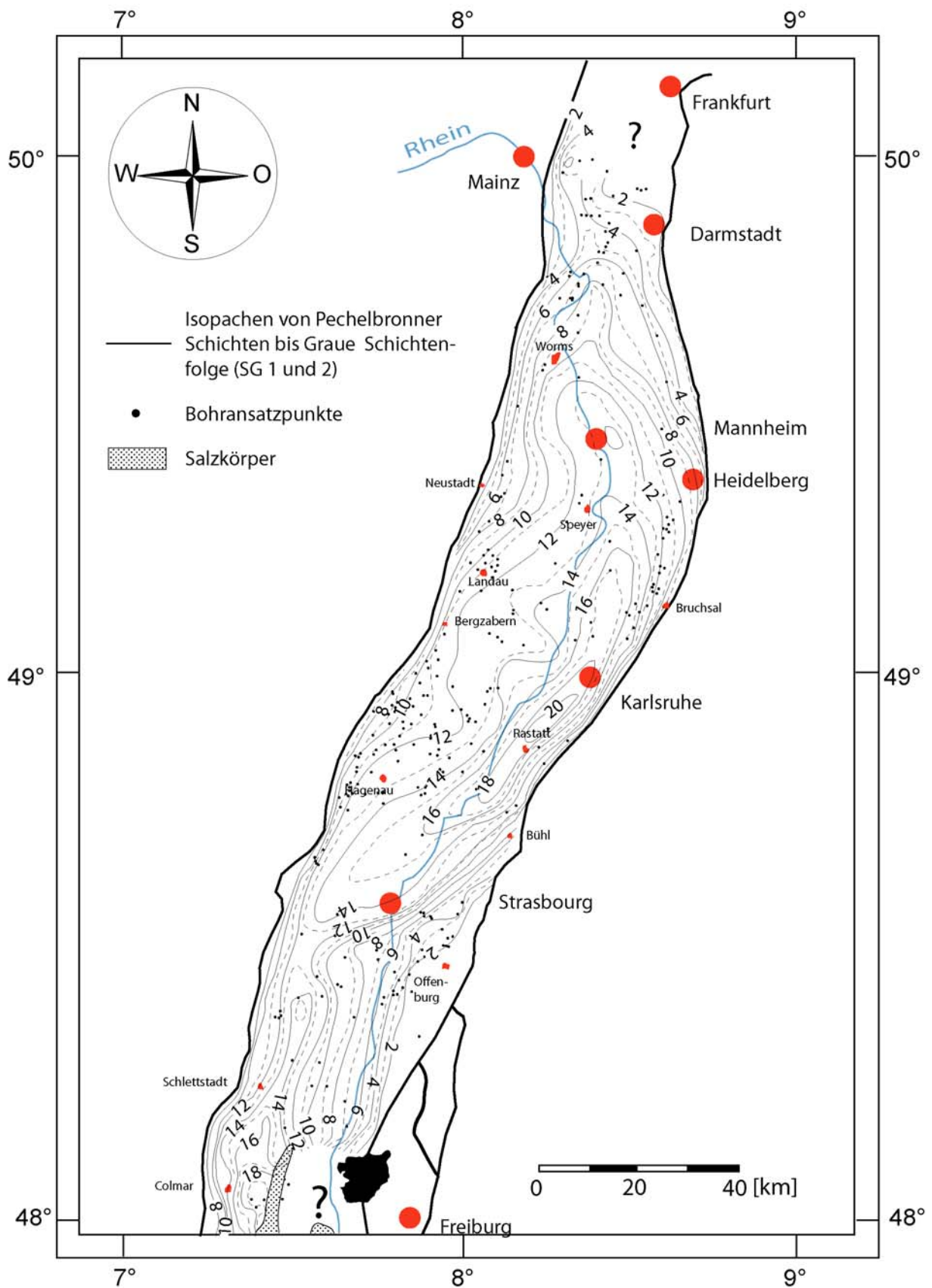


Abb. V: Mächtigkeitsverteilung der Schichtgruppen 1 und 2 nach Ablagerung der Grauen Schichtenfolge (28.7 Ma); Angaben in 100 m; Bohransatzpunkte nach DOEBL (1967, 1970) zur Dokumentation der Datendichte.

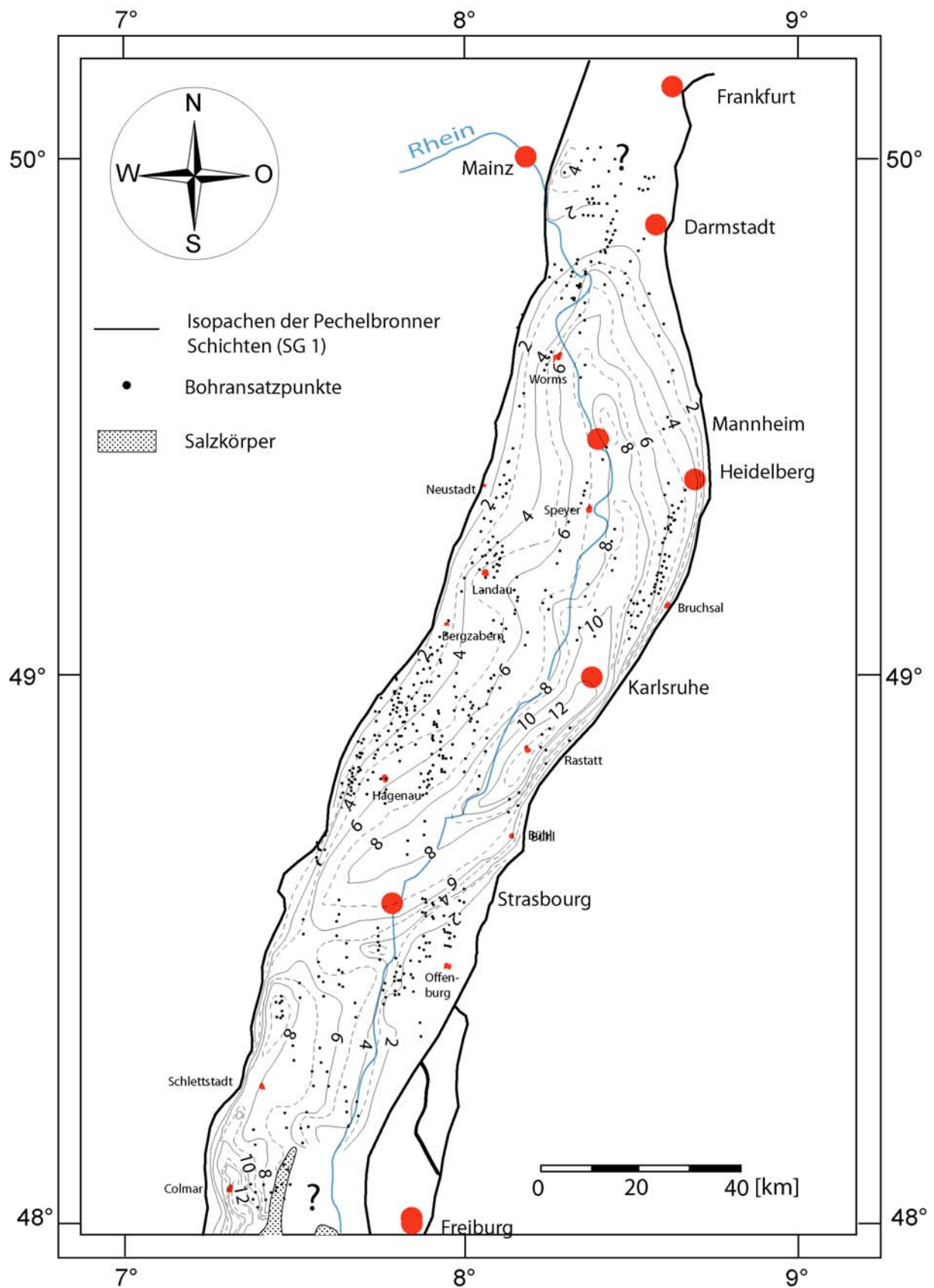


Abb. VI: Mächtigkeitsverteilung der Schichtgruppe 1 (Pechelbronner Schichten) nach 31.2 Ma.
Angaben in 100 m; Bohransatzpunkte nach DOEBL (1967, 1970) zur Dokumentation der Datendichte.